

UNIVERSIDADE FEDERAL DOS VALES DO JEQUITINHONHA E MUCURI - UFVJM

Programa de Pós-Graduação em Produção Vegetal

Camila Rodrigues Costa

**RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL UTILIZANDO UMA ABORDAGEM
MULTI-PROXY EM UM REGISTRO DE TURFEIRA TROPICAL DE MONTANHA,
MINAS GERAIS, BRASIL**

**Diamantina
2018**

Camila Rodrigues Costa

**RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL UTILIZANDO UMA ABORDAGEM
MULTI-PROXY EM UM REGISTRO DE TURFEIRA TROPICAL DE MONTANHA,
MINAS GERAIS, BRASIL**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação Stricto Sensu em Produção Vegetal da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Produção Vegetal, área de concentração Produção Vegetal, para obtenção do título de “Mestre”.

Orientador: Prof. Dr. Alexandre Christófaro Silva
Coorientadora: Prof.^a Dr.^a. Cynthia Fernandes Pinto da Luz

**Diamantina
2018**

Ficha Catalográfica – Serviço de Bibliotecas/UFVJM
Bibliotecário Anderson César de Oliveira Silva, CRB6 – 2618.

C837r

Costa, Camila Rodrigues

Reconstituição paleoambiental utilizando uma abordagem multi-proxy em um registro de turfeira tropical de montanha, Minas Gerais, Brasil / Camila Rodrigues Costa. – Diamantina, 2018.
117 f. : il.

Orientador: Alexandre Christófaros Silva

Coorientadora: Cynthia Fernandes Pinto da Luz

Dissertação (Mestrado – Programa de Pós-Graduação em em Produção Vegetal) - Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri.

1. Organossolo. 2. Análises palinológicas. 3. Isótopos de carbono e nitrogênio. 4. Geoquímica. 5. Mudanças climáticas. I. Silva, Alexandre Christófaros. II. Luz, Cynthia Fernandes Pinto da. III. Título. IV. Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri.

CDD 634.9

Elaborado com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Camila Rodrigues Costa

**ECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL UTILIZANDO UMA ABORDAGEM
MULTI-PROXY EM UM REGISTRO DE TURFEIRA TROPICAL DE MONTANHA,
MINAS GERAIS, BRASIL**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação
Stricto Sensu em Produção Vegetal da Universidade
Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, como parte
das exigências do Programa de Pós-Graduação em
Produção Vegetal, área de concentração Produção
Vegetal, para obtenção do título de “Mestre”.

Orientador: Prof. Dr. Alexandre Christófaros Silva
Coorientadora: Prof.^a Dr.^a. Cynthia Fernandes Pinto da Luz

Dr.^a. Ingrid Horák-Terra
Programa de Pós-Graduação em Produção Vegetal- UFVJM

Dr. Carlos Victor Mendonça Filho
Departamento de Ciências Biológicas - UFVJM

Dr. Alexandre Christófaros Silva
Programa de Pós-Graduação em Produção Vegetal- UFVJM
(Presidente)

**Diamantina
2018**

AGRADECIMENTO

Primeiramente a Deus.

Aos meus pais José Maria Lopes Rodrigues e Maria Helena Costa Rodrigues por abdicar de seus sonhos para a realização dos meus, pelo exemplo de retidão de caráter, pelo carinho e amor a mim ofertados, que mesmo estando longe se fizeram presentes em minha vida.

Aos meus irmãos Diego Rodrigues Costa e Fernanda Rodrigues Costa pela preocupação, amor e apoio incondicional dedicados a mim em todos os momentos.

A Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri por me acolher, por contribuir para minha formação profissional e pelos ótimos momentos vividos nesta instituição.

Ao Programa de Pós-Graduação em Produção Vegetal pela oportunidade de realizar o curso.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais – FAPEMIG pela concessão da bolsa de mestrado.

Ao meu Orientador professor Dr. Alexandre Christófaros Silva, UFVJM, por ter me recebido de braços abertos e sempre de ótimo humor, pela paciência, confiança, incentivo e principalmente pelos conhecimentos transmitidos, fica aqui registrado minha imensa admiração.

A minha coorientadora professora Dr^a. Cynthia Fernandes Pinto da Luz, do Instituto de Botânica do Estado de São Paulo (IBt), pela acolhida, pelos ensinamentos acerca da Palinologia, sugestões e pelo suporte, essenciais para a realização deste trabalho.

Ao professor Dr. Carlos Victor Mendonça Filho, UFVJM, pela preciosa dedicação, colaboração e, principalmente, paciência durante o levantamento botânico da área de estudo.

A professora Dr^a. Ingrid Horák-Terra, UFVJM, pela constante atenção e sugestões durante esses dois anos de trabalho, pela colaboração com as análises estatísticas e por ter me recebido em sua casa em Unai.

Aos colegas do Grupo de Pesquisa de Pedologia da UFVJM, em especial ao meu amigo Uidemar Moraes Barral pelo apoio e pela amizade durante toda a realização deste trabalho.

Ao técnico do Laboratório de Pesquisa Multiusuário dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri - UFVJM Abrão Viana, não só pelo apoio durante a realização das análises, mas por todo aprendizado e amizade.

A Izadora Gomes pela ajuda da confecção dos gráficos.

Aos alunos de iniciação científica Aparecido (Cidinho) e Geisla pela ajuda no preparo das amostras e pelos momentos de descontração.

Ao Parque Estadual do Rio Preto por permitir a utilização da área para este estudo.

Enfim, a todos que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho fica aqui meu muito obrigada.

RESUMO

As turfeiras são ambientes de transição entre os ecossistemas terrestres e aquáticos, formados pela acumulação sequencial de matéria orgânica. Extremamente sensíveis as mudanças nos padrões de precipitação e temperatura, as turfeiras são consideradas verdadeiros arquivos da evolução do ambiente ao seu redor. Nas depressões das áreas dissecadas da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, ocorrem ambientes propícios para formação de turfeiras. Dentre elas encontra-se a turfeira do Rio Preto (18°14'5,25"S e 43°19'7,24" WGS, 1.593 m.s.m) inserida no Parque Estadual do Rio Preto. A turfeira do Rio Preto é colonizada por diferentes fisionomias do Bioma Cerrado principalmente o Campo Úmido e Campo Rupestre, sendo encontrados ainda redutos de Floresta Estacional Semidecidual (Capões de Mata). O objetivo deste trabalho foi reconstituir as mudanças paleoambientais ocorridas desde o final do Pleistoceno Tardio. Para isto foi utilizada uma abordagem multi-proxy, consistindo em estratigrafia do perfil do solo da turfeira, análises palinológicas, de isótopos estáveis (^{13}C e ^{15}N), de composição geoquímica e datações radiocarbônicas. A idade mais antiga, obtida da base do testemunho, foi de 23.037 anos cal. AP, indicando que a formação da turfeira se deu a partir do Pleistoceno Tardio. A partir da análise conjunta dos proxys foi possível inferir cinco principais fases de mudanças paleoambientais: RP-I, entre ~ 23.037 e 13.500 anos cal. AP, clima bastante úmido e frio, possibilitando a presença de indicadores de Floresta Montana e o empobrecimento do sinal isotópico. Este foi um período de bastante instabilidade na bacia hidrográfica da turfeira, inferida pelo alto teor de Si, indicador de sinal de material mineral local; RP-II, entre ~13.500 e 11.700 anos cal. AP, ligeiro aumento da temperatura e queda na umidade levando a redução de indicadores de clima frio e a expansão da vegetação campestre. No entanto as condições ainda eram mais úmidas e frias que as atuais, e a indícios de diminuição do sinal de material mineral local; RP-III, entre ~11.700 e 8.500 anos cal. AP, tendência de aumento da temperatura e diminuição da umidade em conjunto com a mudança da vegetação de plantas C3 para C4, causando a forte retração das Floresta Estacional Semidecidual e Floresta Montana, em conjunto aumento do fluxo de sinal de material mineral local; RP-IV, entre ~8.500 e 7.000 anos cal. AP, condições de clima ainda mais seco e quente, causando o desaparecimento dos indicadores de clima frio, retração do Campo Úmido e expansão do Campo Rupestre. Período de bastante estabilidade da bacia hidrográfica da turfeira, sugerido pelo baixo conteúdo de material mineral; RP-V, de 7.000 anos cal. AP até o presente, clima era novamente mais úmido e temperaturas mais amenas, semelhante às condições atuais, aumento na acumulação de turfa, possibilitando o reaparecimento dos indicadores de Floresta Montana e Floresta Estacional Semidecidual junto com a retração do Campo, e diminuição da entrada de material mineral. Flutuações no clima influenciaram fortemente as mudanças na paleovegetação e na estrutura sedimentar do registro da turfeira do Rio Preto. Devido à importância das turfeiras, não só como arquivo de mudanças paleoambientais, mas também pelos seus serviços ambientais (armazenamento de água e de carbono), estes ambientes precisam ser melhores protegidos.

Palavras-chaves: Organossolo, análises palinológicas; $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$, geoquímica; mudanças climáticas, Serra do Espinhaço Meridional.

ABSTRACT

The peatlands are transitional environments between terrestrial and aquatic ecosystems, formed by the sequential accumulation of organic matter. Extremely sensitive to changes in precipitation and temperature patterns, peatlands are real archives of the evolution of the environment around them. In Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais State, Brazil, in depressions of the dissected areas occurs an environment conducive to formation of peatlands. Among them the peatland of Rio Preto (18°14'5,25"S e 43°19'7,24" WGS, 1.593 m.s.m), located in the Rio Preto State Park. The area is colonized by different vegetation physiognomy of the Cerrado Biome, mainly Rupestre Fields and Wet Fields, beyond of redoubts of Semidecidual Stationary Forests, called Capon Forests. The area is colonized by different vegetation physiognomy of the Cerrado Biome, mainly Rupestre Fields and Wet Fields, beyond of redoubts of Semidecidual Stationary Forests, called Capon Forests. The objective of this work was to reconstruct the paleoenvironmental changes that have occurred since the Late Pleistocene. The work was constituted by the application of a multi-proxy approach, such as peatland soil stratigraphy, palynological analyzes, stable isotopes (^{13}C and ^{15}N), geochemical composition analyzes and ^{14}C dating. The oldest age obtained at the base of the peatland profile was 23.037 cal. years BP, indicating that the formation of the peatland occurred during the Late Pleistocene. In this study it was possible to infer five main stages of paleoenvironmental changes: RP-I ~23.000-13.500 cal. years BP, very cold climate and very humid, presence of Montana Forest indicators and impoverishment of the isotopic signal, period of instability in hydrographic basin of the peatland; RP-II ~13.500-11.700 cal. years BP, small increase in temperature and decreased humidity, reduction of the indicators of cold climate and the expansion of the field vegetation, however the climatic conditions were more humid and cooler than the current, decrease of the entrance of local mineral material; RP-III ~11.700-8.500 cal. years BP, trend of increased temperature and decreased humidity, change in vegetation from C3 to C4 plants, reduction of the Semideciduous Seasonal Forest and Mountain Forests, increased flow of local mineral material; RP-IV ~8.500-7.000 cal. years BP, drier and hotter weather, causing the disappearance of the indicators of cold weather, retraction of the Wet Field and expansion of Rupestre Field. Period of very stability in the watershed of the peatland; RP-V 7.000 cal. years BP until present, increased humidity and decrease in temperature, as current conditions, increased accumulation of peat, reappearance of the indicators of Montana Forest and Seasonal Semideciduous Forest and retraction of the Field, decrease of regional and local dust. Fluctuations in the climate influenced changes in paleovegetation and the sedimentary structure of the peatland Rio Preto. Given the value of peatlands as archives of paleoenvironmental changes and their environmental functions, these environments need to be better protected.

Keywords: Histosols, pollen analysis; $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$; geochemistry; climate changes; Serra do Espinhaço Meridional.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização dos registros estudados no estado de Minas Gerais e da turfeira do Rio Preto	34
Figura 2 – Localização da turfeira do Rio Preto	37
Figura 3 - Mapa litológico da região da turfeira	38
Figura 4 – Principais fitofisionomias que colonizam o Chapadão do Couto. (a) Campo Limpo Úmido. (b) Campo Rupestre. (c) Floresta Estacional Semidecidual (capões de mata)	39
Figura 5 – (a) Xyridaceae, (b) Droseraceae, (c) Eriocaulaceae	39
Figura 6 – (a) escolha do ponto de amostragem; (b) (c) (d) (e) amostragem do testemunho com o uso do vibrotestemunhador	41
Figura 7 – (a) abertura do testemunho, (b) descrição do testemunho; (c) amostragem; (d) (e) (f) amostras destinadas a palinologia	42
Figura 8 – Extração dos palinomorfos do sedimento da turfeira do Rio Preto	47
Figura 9 – Montagem das lâminas de microscopia	48
Figura 10 – Teores de COT e N-Total e valor da Razão C/N em profundidade	59
Figura 11 – Teores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ em profundidade.....	60
Figura 12 - Teores de Si, Al e Ti em profundidade	61
Figura 13 - Teores de K, Sr e Nb em profundidade	62
Figura 14 - Teores de Y, V e Rb em profundidade	63
Figura 15 - Teores de S, Cu, Br e Fe em profundidade	64
Figura 16 - Diagrama palinológico de porcentagem dos indicadores regionais dos tipos polínicos arbóreos, arbóreos e arbustivos, arbustivos, arbustivos e subarbustivos e subarbustivos e herbáceos encontrados no testemunho da turfeira do Rio Preto. As silhuetas cheias mostram as curvas de porcentagens, enquanto que as silhuetas abertas mostram as curvas de exagero de 30x	74
Figura 17 - Diagrama palinológico de porcentagem dos indicadores regionais dos tipos polínicos herbáceo e liana, liana, herbáceo, hábito variado e pólen não identificado encontrados no testemunho da turfeira do Rio Preto. As silhuetas cheias mostram as curvas de porcentagens, enquanto que as silhuetas abertas mostram as curvas de exagero de 30x...	75

Figura 18 - Diagrama palinológico de porcentagem dos indicadores locais (hidro-higrófitas, briófitas, pteridófitas, algas e pirrófitas) encontrados no testemunho da turfeira do Rio Preto. As silhuetas cheias mostram as curvas de porcentagens, enquanto que as silhuetas abertas mostram as curvas de exagero de 5x	76
Figura 19 - Diagrama palinológico de porcentagem dos tipos de fisionomias regionais e dos indicadores ambientais do testemunho da turfeira do Rio Preto. As silhuetas cheias mostram as curvas de porcentagens, enquanto que as silhuetas abertas mostram as curvas de exagero de 3x	77
Figura 20 – Fracionamento das cumulidades das variáveis geoquímicas utilizadas na ACP das amostras da turfeira do Rio Preto. A comulidade de cada variável corresponde ao comprimento total da barra. As variáveis são ordenads pelo componente com maior parcela de variância.....	80
Figura 21 - Escores das quatro componentes principais da composição geoquímica do testemunho da turfeira do Rio Preto	81

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Descrição do Testemunho do solo da turfeira do Rio Preto	53
Tabela 2. Profundidade das amostras datadas, idades radiocarbônicas convencionais e calibradas, idades médias calibradas e estimativa das taxas de sedimentação de um perfil da turfeira do Rio Preto	54
Tabela 3. Lista dos tipos esporo-polínicos, algas e dinoflagelados agrupados pelos tipos de fitofisionomias e indicadores ambientais ocorrentes na Serra do Espinhaço Meridional e indicadores ambientais	65
Tabela 4 - Cargas de fatores para os quatro componentes extraídos pela PCA usando a composição geoquímica da turfeira do Rio Preto	79

LISTA DE SIGLAS, ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

ACP	Análise de Componentes Principais
Al	Alumínio
AP	Antes do Presente
Br	Bromo
C	Carbono
C/N	Razão carbono e nitrogênio
CEE	Comunidade Econômica Européia
CLU	Campo Limpo Úmido
COT	Carbono orgânico total
CR	Campo Rupestre
Cu	cobre
EMBRAPA	Empresa Brasileira De Pesquisa Agropecuária
Fe	Ferro
FES	Floresta Estacional Semidecidual
H	Hidrogênio
HCL	Adição de ácido clorídrico
HF	Adição de ácido fluorídrico
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia
IEF	Instituto Estadual de Florestas
K	Potássio
MAS	Accelerator Mass Spectrometry
MOS	Matéria orgânica do solo
N	Nitrogênio
Nb	Níbio
O	Oxigênio
PERP	Parque Estadual do Rio Preto
Rb	Rubídio
S	Enxofre
SdEM	Serra do Espinhaço Meridional

Si	Silício
Sr	Estrôncio
Ti	Titânio
UFVJM	Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri
V	Vanádio
Y	Ítrio

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	16
1.1 Objetivos	18
2 HIPÓTESE	19
3 REFERENCIAL TEÓRICO	20
3.1 TURFEIRAS	20
3.1.1 <i>Definição, formação e ocorrência</i>	20
3.1.2 <i>Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional – SdEM</i>	22
3.1.3 <i>Turfeiras como Arquivo de Mudanças Paleoambientais</i>	23
3.2 Indicadores Paleoclimáticos do Quaternário	24
3.2.1 <i>Palinologia nos Estudos de Reconstituição Paleoambiental</i>	25
3.2.2 <i>Geoquímica da Matéria Orgânica Aplicada em Estudos Paleoambientais</i>	27
3.2.2.1 <i>Isótopos Estáveis</i>	27
3.2.2.2 <i>Isótopos de Carbono</i>	28
3.2.2.3 <i>Isótopos de Nitrogênio</i>	29
3.2.2.4 <i>Composição Elementar</i>	29
3.2.3 <i>Datações Radiocarbônicas</i>	30
3.2.4 <i>Geoquímica do Material Inorgânico aplicada em Estudos Paleoambientais</i> ...	31
3.3 <i>Paleoambientes do Estado de Minas Gerais</i>	32
4 METODOLOGIA	37
4.1 <i>Localização e Caracterização da Área de Estudo</i>	37
4.2 <i>Amostragem de Plantas</i>	40
4.3 <i>Coleta dos Testemunhos</i>	40
4.4 <i>Abertura, Descrição e Amostragem do Testemunho</i>	41
4.5 <i>Composição de Isótopos Estáveis (¹³C e ¹⁵N)</i>	43
4.6 <i>Composição Elementar</i>	43
4.7 <i>Análise Cronológica</i>	44
4.8 <i>Análises Palinológicas</i>	44
4.8.1 <i>Montagem da coleção polínica de referência das plantas atuais</i>	45

<i>4.8.2 Extração dos palinomorfos</i>	45
<i>4.8.3 Identificação e contagem dos palinomorfos</i>	48
<i>4.8.4 Apresentação dos resultados palinológicos</i>	50
4.9 Análises estatísticas	51
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	52
5.1 Descrição do testemunho	52
5.2 Datações radiocarbônicas.....	52
5.3 Carbono orgânico total – COT	54
5.4 Nitrogênio total	55
5.5 Razão C/N	55
5.6 $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica do solo	56
5.7 $\delta^{15}\text{N}$ da matéria orgânica do solo	57
5.8 Geoquímica do Material Inorgânico	58
5.9 Palinologia do Testemunho	65
5.10 Composição Geoquímica	78
5.11 Cronologia das Mudanças Paleoambientais	82
5.12 Mudanças Paleoambientais em Biomas Brasileiros.....	86
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	89
REFERÊNCIAS	91
ANEXO	111

1 INTRODUÇÃO

Estudos de reconstituição paleoambiental buscam o entendimento das dinâmicas ambientais pretéritas ocorridas durante o Quaternário, e são cruciais para a compreensão dos processos ambientais modernos, além de permitir um relacionamento mais harmonioso do homem com a natureza, e possibilitar a previsão de mudanças ambientais, induzidas ou não pelo homem (MAYEWSKI et al., 2004; WANNER et al., 2008; SUGUIO, 2010).

O período Quaternário foi caracterizado por fortes mudanças no ambiente global, ocasionadas principalmente pela ocorrência dos períodos glaciais e interglaciais, a maioria desses de duração em escalas seculares e milenares (ADAMS et al., 1999). Durante esses episódios houve variações no nível relativo do mar e mudanças momentâneas e, ou permanentes no clima, nos padrões de vento, precipitação e umidade, alterando assim o relevo e a cobertura vegetal (SALGADO-LABOURIAU, 1991). Apesar da importância dos estudos de reconstituição paleoambientais, ainda existem muitas lacunas no conhecimento em relação aos trópicos e subtropicais, o que dificulta a compreensão dos padrões paleoclimáticos nestas regiões.

No Brasil, as variações climáticas do Quaternário imprimiram importantes marcas nos padrões de distribuição da flora e fauna e na diversidade da história geomorfológica (SUGUIO, 2010). Estas mudanças paleoambientais ocorridas na superfície terrestre deixaram diversas evidências armazenadas em arquivos naturais (geleiras, oceanos, lagos e turfeiras) ou antrópicos (depósitos arqueológicos e solos cultivados) (OLIVEIRA et al., 2015).

Turfeiras são ambientes de transição entre os ecossistemas terrestres e aquáticos, podendo ser definidas como ecossistemas úmidos, compostos principalmente por plantas higrófilas que, ao crescerem e se sucederem no tempo e espaço, acumulam grande quantidade de matéria vegetal (PONTEVEDRA-POMBAL e MARTÍNEZ-CORTIZAS, 2004; REZANEZHAD et al., 2016). Além destes ambientes apresentarem grande capacidade em armazenar água e carbono (BIAGIONI et al., 2015; REZANEZHAD et al., 2016; BISPO et al., 2016), ainda são excelentes arquivos de mudanças paleoambientais e de deposições atmosféricas, graças a lenta decomposição do material orgânico, o que possibilita sua acumulação sequencial (SILVA et al., 2009a, 2009b; HORÁK, 2009; HORÁK et al., 2011; CAMPOS, SILVA, VIDAL-TORRADO, 2012; SILVA, et al., 2013a; 2013b).

As turfeiras apresentam uma grande capacidade de armazenar registros biológicos do Quaternário, pois ao permanecerem saturadas de água, preservam os registros de deposição de microfósseis. Estes microfósseis, também chamados palinórfos, são organismos de parede

orgânica ácido-resistente que se mantiveram preservados por processos geológicos (CAMINHADA e LEITE, 2015). Os palinomorfos podem ser subdivididos em grãos de pólen, esporos de pteridófitas e licófitas, zigósporos e formas unicelulares e coloniais de algas microscópicas, dinoflagelados, dentre outros, sendo a Palinologia responsável pelo estudo destes. Os palinomorfos preservados em solos quaternários podem fornecer informação de forma indireta acerca da evolução da vegetação, já que nem todos os palinomorfos se preservam no solo. De todo modo, possibilitam investigações de aspectos da história das comunidades vegetacionais e suas rotas migratórias, e consequentemente climáticas locais e regionais, auxiliando na reconstituição paleoambiental (SALGADO-LABOURIAU, 1997; 2001).

Apesar de apenas uma pequena parte da matéria orgânica produzida ser de fato preservada no ambiente geológico, as propriedades geoquímicas remanescentes podem fornecer importantes informações paleoambientais. Propriedades geoquímicas preservadas na matéria orgânica do solo (MOS), como o carbono orgânico total (COT), razão carbono e nitrogênio (C/N) e isótopos de carbono (^{13}C) e nitrogênio (^{15}N) são empregadas em conjunto com análises palinológicas para a reconstituição de paleoambientes. O uso de isótopos ^{13}C e ^{15}N em estudos de reconstituição da vegetação pretérita baseia-se nos fatos de que a MOS tende a ter uma composição isotópica similar à sua fonte na cobertura vegetal, e que grupos de plantas de ciclo fotossintético C3 (típicas de espécies arbóreas) possuem um sinal isotópico diferente das plantas do grupo C3 (plantas típicas de vegetação de campo) e plantas CAM, permitindo assim, realizar inferência acerca da vegetação (PESSENDA et al., 2004a; MARTINELLI et al., 2009).

A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), no Estado de Minas Gerais, caracteriza-se por apresentar áreas dissecadas entre as superfícies de aplainamento, onde é comum a ocorrência de turfeiras (SILVA et al., 2009a). Estas turfeiras são colonizadas por vegetação endêmica e, além de serem grandes reservatórios de carbono orgânico, estão relacionadas com o volume e com a qualidade das águas das bacias dos rios Doce, São Francisco e Jequitinhonha, sendo este último um dos principais cursos d'água perenes na região semiárida do nordeste de Minas Gerais (SILVA et al., 2009a, 2009b; BISPO et al., 2016). As turfeiras tropicais de montanha da SdEM situam-se em altimetrias de 1.000 a 2000 m, sendo datadas durante o Pleistoceno Tardio, apresentando grande potencial para estudos ambientais (SILVA et al., 2004d; 2004e; HORÁK-TERRA et al., 2015; SILVA e SILVA, 2016).

Apesar da reconhecida importância dos estudos reconstituição paleoambientais, este tipo de estudo ainda são incipientes nos países de clima tropical, dificultando assim a compreensão dos padrões paleoclimáticos nestas regiões.

1.1 Objetivos

O objetivo geral deste trabalho foi estudar a evolução da vegetação, clima e do ambiente na Serra do Espinhaço Meridional durante o período Quaternário, a partir de uma abordagem multi-proxy em um testemunho da turfeira de montanha do Rio Preto, Minas Gerais.

Os objetivos específicos foram:

- Confeccionar uma palinoteca (coleção de referência) dos grãos de pólen das plantas do entorno da turfeira do Rio Preto, para uma melhor identificação dos grãos de pólen fossilizados.
- Reconhecer as mudanças na vegetação ocorridas durante o Pleistoceno Tardio e Holoceno, por meio de um estudo integrado (análises palinológicas, geoquímicas das frações orgânica e inorgânica, e datações por ^{14}C) de um testemunho da turfeira do Rio Preto.
- Estabelecer relações entre as mudanças na cobertura vegetal e alterações paleoclimáticas observadas ao longo do testemunho.
- Determinar os principais processos que levaram a gênese da turfeira do Rio Preto.
- Contribuir com informações para a defesa-proteção e sustentabilidade dos ambientes de turfeira.

2 HIPÓTESE

A hipótese deste estudo partiu do pressuposto de que a utilização de uma abordagem integrada (abordagem *multi-proxy*) dos indicadores paleoambientais (isótopos estáveis do ^{13}C e ^{15}N , análises palinológicas e geoquímicas, descrição e caracterização do solo e datação por ^{14}C) preservados na MOS da turfeira de montanha do Rio Preto, possibilitaria reconstituir cronologicamente a sequência de eventos de mudanças paleoambientais, desde a gênese da turfeira até os dias atuais.

3 REFERENCIAL TEÓRICO

3.1 TURFEIRAS

3.1.1 Definição, formação e ocorrência

Turfeiras são ecossistemas formados a partir do acúmulo sucessivo de matéria orgânica vegetal parcialmente decomposta, em locais úmidos ou encharcados, de baixa atividade de organismos decompositores aeróbicos, devido às condições inóspitas do meio. Dentre estas condições, pode-se citar, além da excessiva umidade, baixo valor de pH e baixa disponibilidade de nutrientes, escassez de oxigênio e baixas temperaturas que favorecem a redução de intensidade dos processos de mineralização e de humificação (COSTA et al., 2003; EBELING et al., 2011; SILVA et al., 2013b).

Com o passar do tempo, material vegetal perde sua estrutura primária, originando produtos residuais, que novamente reagem e se polimerizam, formando compostos de estruturas complexas, com reabastecimento contínuo de carbono (PEREIRA et al., 2005; SILVA e SILVA, 2016).

Portanto, o ecossistema de turfeira representa um ambiente dinâmico e altamente especializado, de origem predominantemente vegetal, formado pelo crescimento contínuo da vegetação que coloniza a área, sendo que seus restos são acumulados sob a forma de turfa (PONTEVEDRA-POMBAL, 2002).

A turfa é composta, em sua maior parte, por água, cinza e material vegetal heterogêneo (ITURRASPE, 2010; LÄHTEENOJA e ROUCOUX, 2010). Suas propriedades físico-químicas vão depender do tipo de vegetação que a coloniza, do grau de decomposição da matéria orgânica, da fração mineral, da drenagem e da composição química da água. Todos esses aspectos contribuem para que haja ampla variação na composição entre e dentro dos perfis de solo das turfeiras (SILVA et al., 2009b; EBELING, 2010).

As turfeiras são classificadas como Organossolos (EMBRAPA, 2013), Histosols (USDA, 2014) ou Histossol (FAO – UNESCO, 1990). Conforme o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, Organossolos são definidos como: “solos poucos evoluídos, com preponderância de características devidas ao material orgânico, de coloração preta, cinzenta muito escura ou brunada, resultante de acumulação de resíduos vegetais, em graus variáveis de decomposição, em condições de drenagem restrita (ambientes de mal a muito mal drenados), ou em ambientes úmidos e frios de altitudes elevadas, saturados com água” (EMBRAPA, 2013).

Do ponto de visto hidrológico, turfeiras são consideradas como ambientes de transição entre os ecossistemas terrestres e aquáticos, caracterizadas por possuírem elevado teor umidade, quando bem preservadas (FRASER et al., 2001; JOOSTEN e CLARKE, 2002; KRÜGER et al., 2015).

As turfeiras podem se desenvolver a partir de dois processos, Colmatação e Terrestificação, sendo que ambos os processos ocorrem em ambientes lacustres ou em depressões topográficas (GORHAM, 1995; WARNER, 2004). Inicialmente, a turfeira está condicionada pelo contato direto com o substrato basal inorgânico e a com água que circula através dela. Nesta fase a turfeira é denominada mineralotrófica. Com o aumento do aporte do material orgânico, perde-se a influência do substrato basal, e estabelece uma turfeira ombrotrófica, recebendo todo o aporte hídrico e mineral apenas da atmosfera, este processo é de paludização. (HORÁK, 2009).

Geralmente as turfeiras são formadas em locais onde as condições de clima e a drenagem favoreçam a preservação da MOS, sendo, portanto, mais comuns em regiões de clima temperado, onde a última glaciação favoreceu a formação de lagos rasos nas depressões quando iniciou a retração das geleiras (MARTINEZ-CORTIZAS et al., 2002; HORÁK, 2009).

Dos 4 milhões km² de turfeiras que cobrem a superfície terrestre, o que representa cerca de 4% dos solos do planeta, mais de 60% encontra-se na Rússia, Canadá e nos Estados Unidos (JOOSTEN, 2009). Apesar de raras nas regiões intertropicais (apenas 12% da área de turfeiras da Terra), devido às temperaturas elevadas e, ou ausência de umidade durante todo ano, as turfeiras ainda podem ocorrer em locais de elevada altitude, planícies de rio e zonas úmidas (PONTEVEDRA-POMBAL e MARTÍNEZ-CORTIZAS, 2004; JOOSTEN, 2009; CAMPOS et al., 2016). No Brasil, cerca de 55 mil km² são ocupados por turfeiras, o que equivale a 0,6% do território nacional (JOOSTEN, 2009).

As turfeiras tropicais tendem a ser mais antigas do que as de clima temperado ou boreal, pois não houve interrupção do acúmulo de matéria orgânica durante a época glacial, conforme evidenciado por Augustin (1994) e Silva e *et al.* (2004d, 2004e) que registraram idades superiores a 30 mil anos AP em turfeiras tropicais de elevada altitude e clima ameno.

Apesar de sua pequena ocorrência, as turfeiras estocam, aproximadamente, 28% do carbono encontrado nos solos do planeta (GORHAM, 1991; CAMPOS et al., 2010). Portanto, estes ecossistemas são de fundamental importância para a compreensão dos processos de captura de carbono na Terra, e na mitigação dos danos causados pelo efeito estufa. Entretanto, quando submetidas a processos de degradação esses ambientes passam a agir como fonte de gases do efeito estufa (LLOYD et al., 1998; MACDONALD et al., 2006).

As turfeiras também são consideradas como grandes reservatórios de água, sendo importantes para o controle hidrológico local (LÉVESQUE e DÍNEL, 1982; BISPO et al., 2016; REZANEZHAD et al., 2016). Ao controlarem as descargas hídricas oriundas de chuvas de elevada intensidade, minimizam os danos da erosão nas áreas adjacentes de menores altitudes (GORHAM, 1991). Esses ambientes ainda possuem a capacidade de liberar a água armazenada de maneira gradativa, permitindo que importantes cursos d'água, como os Rios Jequitinhonha e Aracuaí, mantenham seus níveis d'água durante todas as estações do ano, e não apenas nas estações chuvosas (EBELING, 2010; CAMPOS et al., 2012; SILVA et al., 2013c; BISPO et al., 2016).

Diante da importância destes ecossistemas, as turfeiras são consideradas, pela Comunidade Econômica Européia (CEE), como ambientes naturais de interesse comunitário prioritário para conservação, por meio de Instrução Diretiva em 1992 (DOCE, 1992). Na Espanha, a partir do ano de 1995, as áreas de turfeiras foram integralmente protegidas por meio de Decreto Real (PONTEVEDRA-POMBAL; MARTINEZ-CORTIZAS, 2004). No Brasil cientistas do solo estão empenhados na aprovação do projeto de lei, que tramita na Assembléia Legislativa de Minas Gerais (PL 3.062/2015), para proteção integral das turfeiras do Estado. A proposta consiste em proibir drenagens, aterros, desmatamentos, uso de fogo, caça, pesca, atividades agrícolas e industriais, loteamentos e outras formas de ocupação humana que possam causar prejuízos a estes ecossistemas, que formam as cabeceiras dos dois principais rios perenes da região semiárida do nordeste de Minas Gerais, o Rio Jequitinhonha e o Rio Aracuaí (RIBEIRO e SILVA, 2016), bem como de importantes afluentes dos rios São Francisco e Doce.

3.1.2 Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional – SdEM

A SdEM é um conjunto de elevações alinhadas na direção norte-sul, desde os limites do Estado do Piauí – Bahia – Pernambuco ao norte, até a região central do Estado de Minas Gerais, estendendo-se por cerca de 1.200 km (ALMEIDA-ABREU, 1995).

Durante a evolução geodinâmica da Cadeia do Espinhaço, houve uma sucessão de eventos denudacionais e deposicionais, que compartimentaram o relevo da serra formando cinco níveis de aplainamento entre 1.000 e 1.800 metros de altitude, correlacionados respectivamente com as Superfícies de Aplainamento Gondwana e Pós-Gondwana, Sul Americana, Paraguaçu e Velhas (KING, 1956; SILVA e SILVA, 2016).

A SdEM possui uma área de 3.700.000 hectares (SILVA, 2005a). Durante as eras Mesozóica e Cenozóica, ocorreu a evolução de superfícies de aplainamento escalonadas por

altitudes e separadas por áreas dissecadas, onde predominam afloramentos de rochas quartzíticas e Neossolos Litólicos. Nas depressões destas superfícies de aplainamento se formaram as turfeiras (HORÁK et al., 2007; CAMPOS et al., 2016).

Na SdEM as turfeiras são formadas por associação entre Organossolos e outras classes de solos arenosos e superficiais (CAMPOS, 2012). Solos de quatro unidades de conservação da SdEM foram mapeados na escala de 1:25.000, abrangendo um total de cerca de 112 mil hectares, sendo que ~13 mil hectares (~11%) são ocupados por turfeiras (SILVA, 2004a, b e c; SILVA, 2005b; SILVA, 2012; SILVA et al., 2013a).

De modo geral, as turfeiras dessa região são extremamente ácidas, apresentam baixos teores de nutrientes, elevada capacidade de troca catiônica (CTC) e teores de Al^{3+} acima de $5 \text{ cmol}_c\text{kg}^{-1}$, conferindo-lhes um caráter alumínico ou álico. Os elevados valores de CTC são devidos aos altos teores de matéria orgânica que, por sua vez, complexa o Al^{3+} , mantendo-o no sistema. Seus organossolos apresentam densidade em torno de $0,5 \text{ kg dm}^{-3}$, espessura moderada e permeabilidade muito baixa, pois permanecem saturados com água a maior parte do ano (CAMPOS, 2009; CAMPOS et al., 2010; SILVA, 2005a; ANDRADE, 2010).

Devido as características citadas acima, fazem das turfeiras um ecossistema extremamente frágil, de alta especificidade florista adaptadas as condições de baixa fertilidade e de ambiente saturado. Um exemplo disto são as espécies de plantas características do Campo Limpo Úmido que apresentam sistema radícula adaptado às condições de anaerobiose (CAMPOS, 2009; SILVA, 2005a).

3.1.3 Turfeiras como Arquivo de Mudanças Paleoambientais

As turfeiras gravam sua própria história por meio da acumulação de resíduos orgânicos bem preservados de comunidades de plantas do passado e de outros materiais, podendo ser utilizadas para reconstituir a vegetação, hidrologia e a geoquímica no momento de sua deposição (HORÁK-TERRA et al., 2014).

Há muito tempo que às turfeiras vem sendo utilizadas como arquivos de mudanças climáticas e ambientais. No final do século XIX houve um notável avanço em estudo de reconstituição paleoambiental, principalmente a partir da estratigrafia de turfeiras na Escandinávia, fornecendo a primeira divisão climatoestratigáfica do Holoceno (CHAMBERS et al., 2012). As turfeiras são consideradas a fonte mais difundida de dados paleoclimáticos do Holoceno para regiões de clima temperado (NOVENKO et al., 2015). Nas regiões de clima

tropical, o acúmulo de material orgânico acontece há mais tempo, o que evidencia o potencial desses ambientes com arquivos de mudanças climáticas.

Os ecossistemas de turfeira possuem vantagens sobre os demais paleoambientes, como: a) distribuição generalizada em todo o mundo, o que proporciona uma melhor acessibilidade e uma maior facilidade de amostragem (por exemplo, em comparação com geleiras); b) por ser constituída basicamente de material orgânico autóctone, o material turfoso, pode ser datado por meio da técnica de radiocarbono, levando a cronologias de alta confiabilidade (por exemplo, em comparação com sedimentos lacustres); (CHARMAN e MÄKILÄ, 2003; CHAMBERS et al., 2012; NOVENKO et al., 2015).

As turfeiras são eficazes no armazenamento de partículas atmosféricas, como os grãos de pólen, e na sua preservação devido à lenta decomposição do material orgânico ocasionada pelas condições ácidas, anaeróbicas e oligotróficas. Esses registros preservados nas turfeiras podem ser indicadores da composição da vegetação, do clima e das condições hidrológicas locais e regionais, no momento da deposição (NOVENKO et al., 2015).

As turfeiras são sensíveis às mudanças na precipitação e temperatura e, portanto, são vulneráveis às mudanças climáticas locais (CHARMAN et al., 2004; BARBER et al., 2004; PAGE et al., 2011). Alterações nos padrões de umidade da superfície da turfeira refletem o equilíbrio entre precipitação e evapotranspiração. Portanto, ao reconstituir o paleoambiente, é possível entender a mudança no hidroclima (CHARMAN, 2007). Diminuições da precipitação e aumento na temperatura podem resultar no aumento da decomposição da MOS (COUWENBERG et al., 2010).

Existem diversas abordagens para reconstituir o clima passado usando turfeiras. Mais de trinta indicadores de mudanças paleoambientais (proxy) em turfeiras foram desenvolvidos e testados (CHAMBERS et al., 2012) e quatro deles aparecem na grande maioria dos estudos: pólen, microfósseis de plantas e humificação da matéria orgânica.

3.2 Indicadores Paleoclimáticos do Quaternário

As mudanças paleoambientais ocorridas durante o Quaternário deixaram inúmeras evidências armazenadas em depósitos sedimentares. Para estudos de reconstituição paleoambiental é necessário a utilização de indicadores sensíveis as mudanças no clima (proxy). Os proxys podem ser interpretados por meio de princípios bioquímicos ou biofísicos e tem o potencial de fornecer evidências de mudanças climáticas anteriores à existência de registros documentais, instrumentais ou históricos (SOROOSHIAN e MARTINSON, 1995).

Os indicadores paleoclimáticos são preservados, ao longo das épocas, em arquivos naturais ou antrópicos, que podem fornecer informações sobre temperatura; umidade; composição química do ar, da água ou do solo; biomassa e padrões na vegetação; erupções vulcânicas; variações do campo geomagnético; níveis marinhos e atividades solares (BRANDLEY e EDDY, 1989).

Entretanto, os indicadores paleoclimáticos por si só podem apresentar incertezas que levaria a interpretação errônea dos fatos ocorridos (SUGUIO, 2010). A fim de evitar erros de interpretação das informações paleoclimáticas, normalmente, os estudos de reconstituição do clima utilizam uma abordagem multi-proxie. Nesse tipo de estudo, os diferentes proxies se completam para fornecer uma avaliação mais precisa e completa das mudanças paleoambientais. Dentre os mais utilizados em estudos de reconstituição do clima e da paisagem, se destacam determinações isotópicas, palinológicas e geoquímicas (orgânica e mineral) associadas a datações por ^{14}C (PESSENDA et al., 2004b; CHAMBERS et al., 2012).

3.2.1 Palinologia nos Estudos de Reconstituição Paleoambiental

Informações sobre clima e vegetação obtidas a partir de estudos dos grãos de pólen e esporos, associadas às datações, permitem reconhecer as mudanças ambientais que ocorreram no passado e seu impacto sobre os seres vivos (SALGADO-LABORIAU, 2001). A palinologia de solos quaternários tem sido amplamente utilizada para reconstituir cenários paleoecológicos. O uso de análises palinológicas para o entendimento do clima pretérito se iniciou em 1916 com o geólogo sueco Lennart Von Post, que descobriu que os grãos de pólen e esporos permaneciam muito bem preservados em ambientes redutores, como no caso de sedimentos lacustres e turfeiras. Isto permitiu reconstituir a vegetação do passado, e consequentemente, correlacionar as mudanças na ecologia vegetal com os climas pretéritos, quando associadas a datações estratigráficas (KLEIN, 1975; BRUCH e MOSBRUGGER, 2002).

A Palinologia do Quaternário tem como alvo o estudo de grãos de pólen, esporos de pteridófitas, licófitas e briófitas, cistos de dinoflagelados e algas microscópicas, dentre outros palinomorfos fossilizados. Estes palinomorfos se mantêm preservados devido à composição de sua parede externa, a esporopolenina, esta substância possui características físicas e químicas que lhe confere estabilidade e elasticidade (XU et al., 2016). Na parede externa dos palinomorfos também são encontrados caracteres morfológicos, como os elementos de ornamentação e as aberturas, que possibilitam a classificação em grupos taxonômicos (SALGADO-LABORIAU, 1984; TRAVERSE, 2007).

As pesquisas palinológicas do Quaternário têm sido motivadas pelo conceito de Uniformitarismo. Este tem por princípio que se deve entender quais aspectos da vegetação recente de uma área são registrados nas assembléias esporo-polínicas modernas, aplicando-se atribuições mais acuradas sobre os padrões da vegetação pretérita e a composição da assembléia fóssil do que as de outros períodos geológicos. O Método Análogo é uma maneira de interpretar as comunidades vegetacionais modernas como análogas das antigas: se a associação palinológica atual de um sítio deposicional assemelhar-se com uma fóssil, então, a vegetação antiga é considerada similar à de hoje em dia (JACKSON, 1994; BIRKS et al., 2010). Isto só é possível devido aos baixos números de extinções no nível de famílias botânicas e de aparecimento de novas espécies durante o Quaternário, possibilitando assim relacionar os resultados palinológicos de épocas passadas à morfologia de palinomorfos atuais a nível de família, gênero e, algumas vezes, espécie e, com isso, realizar inferências paleoecológicas (BARBERI, SALGADO-LABOURIAU, SUGUIO, 2000; HORAK, 2009). Soma-se a isso o fato de grãos de pólen e esporos serem produzidos em grande quantidade, tornando-se necessário pouco material sedimentar para a análise palinológica quaternária (LOWE & WALKER 1984, SALGADO-LABOURIAU 1984).

Os diferentes tipos de vegetação podem apresentar táxons botânicos específicos que estão diretamente relacionados a condições edáficas, hidrológicas e climáticas, principalmente à temperatura e pluviosidade (LEDRU, 2002). E uma vez definida uma associação de táxons indicadores de um tipo de vegetação na assembléia palinológica fóssil, é possível relacioná-los aos parâmetros climáticos atuais. Portanto, alterações nas frequências de palinomorfos preservados no solo podem ser utilizadas para interpretar mudanças no clima que ocasionaram as mudanças na vegetação, como por exemplo, duração da estação de seca ou a temperatura média no inverno (LEDRU, 2002).

As mudanças climáticas e ambientais, mesmo que localmente, influenciaram significativamente na composição das comunidades vegetacionais (HOFREITER e STEWART, 2009). As evidências dessas mudanças estão armazenadas sob a forma de palinomorfos, em camadas sedimentares, que são dispostas de acordo com suas idades, revelando, assim, mudanças progressivas da evolução biológica (SUGUIO, 2010; PESSENDA et al., 2015).

Em geral os palinomorfos são abundantes em sedimentos argilosos e, ou silticos e até em areias e cascalhos com abundante matriz pelítica, quando exibem cores cinza-escura a preta. A alta frequência de ocorrência permite realizar tratamento estatístico. Entretanto, as frequências podem variar conforme o tipo de planta, distância e meio de transporte. Deste

modo, para a interpretação da associação de palinomorfos, em termos de representatividade da comunidade vegetal local e, ou regional, deve se considerar todas as instabilidades pelas quais os materiais analisados passaram até chegar ao momento do estudo (SUGUIO, 2010; LUZ, 2012).

A palinologia de solos quaternários podem ser um importante parâmetro para a compreensão e reconstituição das condições ambientais ao longo do tempo. Ela permite identificar os principais gêneros e famílias da vegetação pretérita de um determinado local e inferir as condições do paleoclima local e regional com base nas características ecológicas dos táxons botânicos (SALGADO-LABORIAU, 2007; TYSON, 1995; TRAVERSE, 2007).

3.2.2 Geoquímica da Matéria Orgânica Aplicadas em Estudos Paleoambientais

A produção e preservação da matéria orgânica são duramente afetadas pelas condições ambientais. Portanto, a análise da matéria orgânica preservada no sedimento quaternário pode fornecer indícios das condições climáticas e ambientais no período de sua deposição (CASTAÑEDA e SCHOUTEN, 2011).

3.2.2.1 Isótopos Estáveis

Isótopos são formas de um mesmo elemento químico que possuem massas diferentes, devido ao diferente número de nêutrons no núcleo atômico, ocorrendo naturalmente na atmosfera, hidrosfera, litosfera e biosfera (PESSENDA et al., 2005). O uso de isótopos em estudos de reconstituição paleoambiental baseia-se no fato de que a composição isotópica varia de forma previsível, conforme o elemento se move pelos diversos compartimentos de um ecossistema (COE, GOMES e CHUENG, 2013).

Os resultados da composição isotópica (R) são dados em termos de desvio “ δ ”, que representa parte por mil (‰) de diferença do isótopo da amostra em relação a um padrão (FRY, 2006), conforme seguinte equação:

$$\delta_{\text{amostra}} (\text{‰}) = [(R_{\text{amostra}}/R_{\text{padrão}}) - 1] \times 10^3$$

Os valores dos padrões são variáveis para cada elemento, sendo que o $R_{\text{padrão}}$ para o carbono é 0,0112372, e para o nitrogênio é de 0,0036765. Os valores δ positivos indicam que a amostra apresenta uma razão isotópica maior que o padrão e possui mais espécies isotópicas pesadas comparadas com este (enriquecido). Valores negativos indicam que a amostra tem uma

razão isotópica menor que aquela do padrão (empobrecido). O padrão internacional utilizado para expressar as razões isotópicas do carbono é VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) do fóssil de *Belemnitella americana*, e para as razões isotópicas de nitrogênio utiliza-se os valores do N atmosférico (FRY, 2006).

Tanto a composição isotópica do carbono quanto a do nitrogênio são bastante sensíveis às alterações nas propriedades físico-químicas e biológicas do meio. Pode-se, assim, inferir sobre as mudanças na disponibilidade do elemento e identificar as diferentes fontes da MOS (HERCZEGA et al., 2001; MEYER, 2003).

3.2.2.1.1 Isótopos de Carbono ($\delta^{13}\text{C}$)

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são utilizados em estudos do paleoambiente, principalmente na interpretação relativa da origem da matéria orgânica preservada no solo, discriminando entre plantas de ciclos fotossintéticos C3, C4 e CAM nas comunidades vegetais pretéritas (ORTIZ et al., 2004). Como a MOS tende a ter uma composição isotópica similar à da cobertura vegetal, os valores isotópicos não são alterados com o passar do tempo (MARTINELLI et al., 2009).

O carbono apresenta dois isótopos estáveis de ocorrência natural, o ^{12}C mais abundante com 98,89% de todo carbono presente na natureza, e ainda o ^{13}C com apenas 1,11% (PESSENDA et al., 2015). As plantas discriminam $^{13}\text{CO}_2$ durante a fotossíntese devido às propriedades das enzimas que fixam carbono e ao processo de difusão, que controla a entrada de CO_2 nas folhas (VOGEL, 1980; O'LEARY, 1988; FARQUHAR et al., 1989; COOKE e ROHLING, 2003). A discriminação do $^{13}\text{CO}_2$ vai variar conforme os três ciclos fotossintéticos: C3, C4 e CAM.

As plantas de ciclo C3 consistem em espécies arbóreas e algumas gramíneas que se desenvolvem em ambientes úmidos. Neste ciclo fotossintético o CO_2 atmosférico é reduzido à fosfoglicerato (composto com 3 carbonos) via enzima ribulose bifosfato carboxilase/oxigenase (RuBisCO) (CALVIN e BENSON, 1948; MARTINELLI et al., 2009).

Nas plantas de ciclo C4, o CO_2 é reduzido a ácido oxalacético (composto com 4 carbonos) via enzima carboxilase fosfoenol piruvato (PEP) (CALVIN e BENSON, 1948; MARTINELLI et al., 2009). As plantas deste ciclo são compostas pelas gramíneas, e estão relacionadas a ambientes de elevada temperatura e luminosidade, e clima seco, características de áreas de cerrado, pastagem.

Por sua vez, as plantas de CAM apresentam mecanismos de fixação parecidos com as plantas C4, entretanto o realiza somente à noite, o que minimizam a perda de água

(MARTINELLI et al., 2009). Este tipo planta ocorre predominantemente em ambientes desertos ou, e substratos com baixa capacidade de retenção de água, como o Campo Rupestre.

Como as plantas de C₄ acumulam maiores quantidades de CO₂ em seu ciclo metabólico, seu sinal isotópico tende a ser mais enriquecido do que as plantas C₃. Sendo assim, as plantas C₄ apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de -17‰ a -9‰, com uma média de -13‰, enquanto nas plantas C₃ os valores variam de -32 ‰ a -22 ‰, com uma média de -27‰, e as plantas CAM apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -28 ‰ a -10 ‰ (O'LEARY, 1988; BOUTTON, 1991).

3.2.2.1.2 Isótopos de nitrogênio $\delta^{15}\text{N}$

O nitrogênio apresenta dois isótopos estáveis no ambiente: ^{14}N e o ^{15}N . Em comparação $\delta^{13}\text{C}$, o uso do $\delta^{15}\text{N}$ nos estudos de reconstituição ambiental ainda é escasso, devido à pequena discriminação isotópica, a menor abundância, e ao fato do ciclo do nitrogênio ser muito complexo (BOUTTON, 1996).

A composição $\delta^{15}\text{N}$ é um indicador de alterações na utilização do nitrato, da desnitrificação e fixação de N₂, que por sua vez permite distinguir a origem da MOS (LEHMANN et al., 2002). A forma dissolvida do nitrogênio mais utilizada pelas algas é o NO₃⁻, que apresenta sinal do $\delta^{15}\text{N}$ maior do que o N₂, utilizado pelas plantas terrestres através de organismos fixadores. Portanto, valores enriquecidos $\delta^{15}\text{N}$ no solo são indicativos de algas (+8,5‰), enquanto valores empobrecidos indicam plantas terrestres (+0,5‰) (PETERSON e HOWARTH, 1987).

Peterson e Howarth (1987) propuseram um modelo para distinguir as fontes da matéria orgânica de sedimentos marinhos, a partir dos valores de $\delta^{15}\text{N}$ e $\delta^{13}\text{C}$. As fontes podem ser aquáticas ou terrestres, com as algas apresentando valores de $\delta^{15}\text{N}$ bastante enriquecidos entre +6 a +10‰, as plantas C₄ com valores próximos de +6‰, e as plantas C₃ com valores próximos ao $\delta^{15}\text{N}$ atmosférico, ou seja, de 0‰. Entretanto, uma maior presença de cianobactérias, que são organismos capazes de fixar nitrogênio atmosférico (N₂), diminui os valores de $\delta^{15}\text{N}$ para entorno de -1 a 3‰ aproximadamente (MEYERS, 2003).

3.2.2.2 Composição Elementar

Graças às diferenças no conteúdo de carbono e nitrogênio orgânico presente nas plantas terrestres e aquáticas, a razão elementar entre o carbono e nitrogênio (razão C/N) tem sido uma ferramenta bastante utilizada na caracterização do aporte da MOS. Portanto, a razão C/N pode

fornecer informações acerca da natureza e origem da matéria orgânica, que pode estar associada a plantas terrestres ou aquáticas, sendo assim um indicativo da evolução dos solos (MEYERS, 1997).

O carbono orgânico total (COT) representa a fração da matéria orgânica que não foi remineralizada durante o processo de sedimentação e diagênese. Considera-se que o COT representa aproximadamente 50% da matéria orgânica sedimentar (MEYERS, 2003).

O uso da razão C/N em estudo de reconstituição do paleoambiente deve-se ao fato de que algas apresentam elevada quantidade de proteína e baixos teores de lignina e celulose. Já nas plantas terrestres vasculares acontece o contrário, elas apresentam altos teores de lignina e celulose, e baixa proteína. Com isso, a razão C/N da matéria orgânica de origem terrestre é alta, alcançando valores iguais ou superiores a 20, enquanto as algas apresentam valores entre 4 a 10 (MEYERS e ISHIWATARI, 1993). Razões C/N com valores entre 10 e 20 sugerem a mistura de plantas terrestres e algas, ou degradação biológica (MEYERS, 1994).

A razão C/N em conjunto com a razão isotópica do carbono e nitrogênio quando analisada ao longo do testemunho de solo quartenário, fornece informações sobre as mudanças na fonte da matéria orgânica no decorrer do tempo. Meyers (1994) propôs um modelo combinando os valores $\delta^{13}\text{C}$ com valores da razão C/N das fontes da matéria orgânica sedimentar. Neste modelo é possível discriminar as fontes da matéria orgânica de origens terrestres ou aquáticas.

Apesar da razão C/N ser uma ferramenta consagrada em estudos paleoambientais, ela deve ser utilizada com cautela, pois a degradação seletiva da matéria orgânica durante a diagênese pode alterar a composição elementar e, portanto, os valores da razão C/N (FROEHNER e MARTINS, 2008).

3.2.3 Datação Radiocarbônica

A datação constitui uma questão crucial para entender a natureza dos eventos paleoclimáticos e para testar o diacronismo desses eventos. Dentre os métodos de datação utilizados em estudos paleoambientais do Pleistoceno Tardio e Holoceno, o mais difundido é o método baseado no isótopo radioativo ^{14}C (TRUMBORE, 2000).

O ^{14}C é formado naturalmente na estratosfera, por meio do bombardeamento do ^{14}N por radiação cósmica. O ^{14}C é então oxidado a $^{14}\text{CO}_2$ e entra no ciclo global do carbono. As plantas assimilam o ^{14}C pela fotossíntese e os animais pela alimentação, reabastecendo continuamente com ^{14}C . Como a taxa de produção na alta atmosfera do ^{14}C é tida como constante, a relação

$^{14}\text{C}/\text{C} \sim 1,3 \times 10^{-12}$ encontrado no estoque de carbono atmosférico é muito próxima àquela encontrado nos organismos vivos (LIBBY, 1955; BROECKER, 2003). Com a morte do organismo, a assimilação do ^{14}C é interrompida. Por ser radioativo, o ^{14}C decai a uma taxa constante (meia vida de 5.730 ± 30 anos) (KRONBERG e BRENCHIMOL, 1993). Isto permite calcular a idade da matéria orgânica até o limite aproximado de 60.000 anos AP (antes do presente) (GOUVEIA et al., 2002).

A precisão das datações radiocarbônicas melhorou significativamente nos anos 60-70, desde o primeiro desenvolvendo da técnica (RIXHON et al., 2016). Isto é devido em parte ao uso cada vez mais rotineiro de medições de espectrometria de *Accelerator Mass Spectrometry* (AMS) e pela cooperação internacional para a calibração de medições de radiocarbonetos resultando, mais recentemente, no conjunto de dados IntCal13 (REIMER et al., 2013).

3.2.4 Geoquímica Inorgânica Aplicada em Estudos Paleoambientais

A geoquímica dos materiais inorgânicos, assim como do material orgânico, permite inferir sobre a evolução do ambiente de sedimentação. A identificação dos elementos presentes ao longo dos solos quaternários permite obter informações sobre as condições nas quais o material sedimentar foi depositado, pois são indicadores de processos erosivos e de transporte de materiais, variações no regime de ventos, mudanças na cobertura vegetal e condições umidade (CHAMLEY e DEBRABANT, 1984; GUYOT et al., 2007; MARGALEF et al., 2013; 2014; ZHANG et al., 2016).

As mudanças na composição mineral do solo podem representar variações temporais da deposição atmosférica, escoamento superficial nas bacias de drenagem e, ou outros tipos de influxos que podem estar associados às atividades antrópicas (DEOCAMPO et al., 2010; BORGES et al., 2007). Além do mais, as variações nos teores dos elementares podem estar relacionadas com a geologia da região, uso e ocupação da área do entorno (atividade de mineração, dentre outros), regime hidrológico e tipo de vegetação (PEREIRA et al., 2007; MAHIQUES et al., 2013).

No entanto, apesar do seu potencial como proxy de mudanças ambientais, as concentrações elementares não eram identificadas com alta precisão. Mas com os recentes desenvolvimentos na interpretação dos padrões de difração de raios-X, as concentrações elementares vêm se tornando uma ferramenta valiosa em estudos de reconstituição paleoambiental (FROUIN et al., 2013).

Apesar de que nos últimos anos houve um aumento considerável no uso do material mineral sedimentar em trabalhos de reconstituição do ambiente (HORNBERGER et al., 1999; SILVA et al., 2010; BAPTISTA NETO et al., 2013; CHO et al., 2015; HORÁK-TERRA et al., 2015), é importante ressaltar que nenhum proxy isoladamente fornece informações precisas do ambiente estudado. Portanto a composição inorgânica deve ser utilizada em conjunto com outros proxys indicadores de mudanças ambientais, possibilitando assim uma melhor compreensão da evolução ambiental (SUGUIO, 2010).

3.3 Paleoambientes do Estado de Minas Gerais

O período Quaternário, iniciado a aproximadamente 1.8 milhões de anos AP, é dividido em Pleistoceno (entre ~1.8 milhões e ~11 mil anos AP) e Holoceno (de ~11 mil anos AP até o presente), sendo marcado por períodos glaciais e interglaciais. Essas mudanças foram periódicas e ocorreram em respostas a mudanças na órbita da Terra, como precessão, obliquidade e excentricidade (PETIT et al., 1999). As variações climáticas durante o Quaternário, principalmente durante o Último Máximo Glacial (UMG), entre ~26 e ~19 mil anos AP, influenciaram a evolução da fauna e flora mundial.

No Estado de Minas Gerais coexistem, atualmente, três grandes biomas; o Cerrado, a Mata Atlântica e a Caatinga. Esta grande diversidade se deve às variadas condições climáticas, edáficas e hidrológicas, uma vez que este estado federativo possui grande extensão tanto latitudinal quanto longitudinal (BARROS et al., 2011).

O Bioma Cerrado ocupa 57% do território mineiro, dominando as porções centro, centro-oeste e noroeste do Estado. A Mata Atlântica representa 41% da área do Estado, ocupando a faixa leste e centro-sul, com pequenas manchas ao longo dos vales dos Rios Paranaíba e Grande no extremo-oeste. O Bioma Caatinga, por sua vez, ocupa apenas 2% da área do Estado, estando restrito à porção do extremo norte, dentro da bacia hidrográfica do Rio São Francisco (IEF, 2004 – Figura 1).

Os cenários paleoclimáticos ocorridos em Minas Gerais durante o Quaternário Tardio refletem mudanças paleoambientais e paleoclimáticas, estando principalmente relacionadas as variações na vegetação, temperatura, umidade e no ambiente de sedimentação (HEINE, 2000).

Diversos autores fizeram considerações sobre a evolução paleoclimática do Estado de Minas Gerais, a partir de treze estudos palinológicos e geoquímicos distribuídos em diferentes localidades do Estado (Figura 1), e descritos a seguir.

Estudos palinológicos visando às reconstituições paleoambientais e estratigráficas no Estado de Minas durante o final do Pleistoceno indicaram que a ~60.000 anos cal. AP o clima era mais seco e mais frio que o atual. Um estudo do registro da Turfeira de Pinheiro (SdEM - MG) indicou um clima mais seco e frio por volta de ~60.000 anos cal. AP, devido a um maior enriquecimento de valores $\delta^{13}\text{C}$, além dos tipos polínicos indicadores que sugerem uma longa estação seca (cinco meses ou mais), o que causou retração da floresta semi-decídua e a expansão de plantas pioneiras (HORÁK-TERRA, 2014).

No registro da Lagoa Serra Negra (Patrocínio – MG), em ~44.000 anos cal. AP, verificou-se uma assembleia polínica constituída por grãos de pólen característicos de vegetação de clima tropical associados a vegetação típica de altas altitudes como *Araucaria*, *Podocarpus*, *Ilex* e *Ericaceae*, sugerindo condições climáticas mais úmidas e frias que as atuais (DE OLIVEIRA, 1992).

Entre 23.300 e 16.800 anos cal. AP no registro sedimentar obtido na Lagoa dos Olhos d'Água (Grande Belo Horizonte – MG) foram identificados registros de clima frio e semiúmido com uma estação de seca de menor duração. A vegetação registrada neste intervalo de tempo era formada por táxons de Mata de Galeria (*Podocarpus*) e grande quantidade de pólen de *Caryocar*, árvore característica do Cerrado *Stricto Sensu* e Cerradão (DE OLIVEIRA, 1992).

Na Lagoa Serra Negra, entre ~44.000 anos cal. AP até ~17.500, foram encontrados elementos de clima tropical associados a elementos de vegetação de altas altitudes como *Araucaria*, *Podocarpus*, *Ilex* e *Ericaceae*, indicando, portanto, condições climáticas mais úmidas e frias do que as atuais.

Em Salitre- MG, um registro polínico apontou que durante o período de 15.500 e 12.250 anos cal. AP houve ocorrência de grãos de pólen de *Araucaria*, *Ilex*, *Symplocos* e *Drimys* indicando, portanto, diminuição da temperatura e maiores condições de umidade. A partir de 12.000 anos cal. AP houve um aumento nos táxons herbáceos e uma diminuição de táxons arbóreos, indicando um clima mais seco durante a transição Pleistoceno-Holoceno (LEDRU, 1993). Na transição Pleistoceno-Holoceno também foi registrado um clima quente e seco na Lagoa Olhos d'Água, sendo caracterizado por um mosaico entre vegetação típica do Cerrado e elementos de floresta de clima frio (DE OLIVEIRA, 1992; RACZKA et al., 2013).

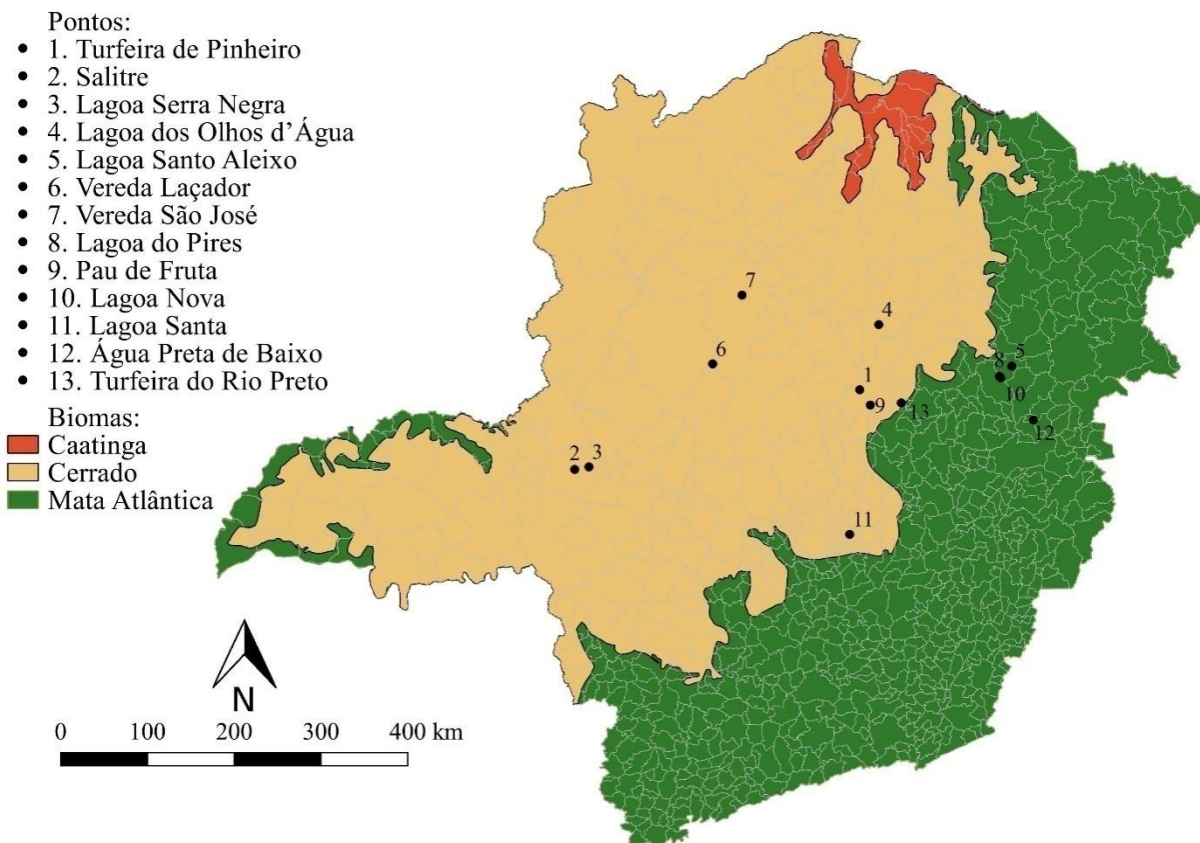


Figura 1 – Localização dos registros estudados no Estado de Minas Gerais e turfeira do Rio Preto.

Na Vereda Laçador (Buritizeiro – MG), a transição Pleistoceno-Holoceno foi caracterizada por um período de expansão da vereda, com expressiva presença de *Mauritia flexuosa* e outras árvores do Cerrado, apesar da vegetação herbácea abundante. Portanto, um clima quente e semiúmido incidiu entre 13.000 e 11.600 anos cal. AP (CASSINO e MEYER, 2013). No registro na Vereda São José, município de Buritizeiro, também há indícios de clima mais úmido na transição Pleistoceno-Holoceno. Durante o período de 14.600 e 11.000 anos cal. AP, a vereda encontrava-se bem estabelecida, sugerindo um clima subúmido e quente, com estação de seca provavelmente mais curta (CASSINO, MARTINHO e CAMINHADA, 2018).

No início do Holoceno, na maioria dos trabalhos, há indícios de um período mais úmido. Na Lagoa do Pires (Água Boa – MG), entre 9.000 e 8.300 anos cal. AP houve registro de uma fase de grande umidade, devido à ocorrência de pólen de *Cecropia* e de outros táxons típicos de Mata de Galeria (BEHLING, 1995). Este aumento na umidade no início do Holoceno também foi registrado na Vereda Laçador em Buritizeiro e na Turfeira Pau de Fruta em Diamantina. Na Vereda Laçador, no período de ~9.900 e 7.000 anos cal. AP a vereda continuou se expandindo e ocorreu o desenvolvimento do Cerrado *Stricto Sensu* no entorno, indicando clima

quente e úmido (CASSINO e MEYER, 2013). Já a Turfeira Pau de Fruta iniciou sua formação há ~9.000 anos cal. AP e até 8.100 anos cal. AP a vegetação era composta por Mata de Galeria e Floresta Montana, indicando condições mais úmidas e mais frias que o presente (HORÁK, 2009).

Após ~8.300 a 6.300 anos cal. AP, na Lagoa do Pires, há indícios de expansão do Campo Cerrado sobre as matas com a presença de fragmentos de carvão indicando a ocorrência de queimadas, iniciando uma fase mais seca que o atual (BEHLING, 1995). Os registros de Salitre, Lagoa Nova, esta situada no município de Água Boa - MG (BEHLING, 2003), e Lagoa Santa - MG (PARIZZI et al., 1998), Água Preta de Baixo, situada no município de Governador Valadares - MG (TURCQ et al., 2002) e Lagoa Santo Aleixo (Malacacheta - MG) apresentaram o mesmo padrão, baixa percentagem de táxons arbóreos, enquanto ocorria uma expansão da vegetação campestre.

Na Lagoa do Pires, por volta de 6.300 anos cal. AP foi registrado um aumento na umidade, o que permitiu a formação de Matas de Galeria e o desenvolvimento de vegetação do tipo Cerrado *Stricto Sensu* (BEHLING, 1995). Os dados da Lagoa Nova corroboram com os da Lagoa do Pires, sendo que a partir de 6.900 anos cal. AP há indícios de aumento da precipitação anual e diminuição da duração seca, devido a presença de táxons de Cerrado fechado e de Matas de Galeria (BEHLIN, 2003).

Na Vereda São José, por volta de 6.500 anos cal. AP também foi registrado um aumento significativo de pólen de *Mauritia flexuosa* e um elevado aumento na concentração total de grãos de pólen, o que pode significar um grande aumento na umidade. Neste período a vereda atingiu sua expansão máxima. As condições de clima úmido se mantiveram até por volta de 3.500 anos cal. AP. A partir de 3.500 anos cal. AP intensificou-se a presença de pólen de *Curatella americana*, táxon característico de vegetação de Campo Sujo, o que é indício de clima mais seco (CASSINO, MARTINHO e CAMINHADA, 2018).

Já entre 3.600 e 1.700 anos cal. AP em um registro da Lagoa Santa houve indícios de clima mais úmido o que possibilitou a expansão da cobertura arbórea. Por volta de 1.400 anos cal. AP houve uma redução na umidade, caracterizada pela expansão de herbáceas, mas após esta fase a umidade voltou a aumentar, permanecendo semelhante ao atual (PARIZZIO et al., 1998).

O contrário ao ocorrido na Lagoa Santa foi registrado na Vereda São José. A partir de 1.700 anos cal. AP houve baixa ocorrência de *Mauritia flexuosa* e de táxons arbóreos indicando condições de clima mais seco que o presente (CASSINO, MARTINHO e CAMINHADA, 2018). Esta tendência de redução na umidade não condiz com o padrão para o final do Holoceno

Médio observado em outros locais do Estado de Minas Gerais (BARROS et al., 2011; MEYER et al., 2014).

Em síntese, durante o final do Pleistoceno Tardio (~60.000 anos cal. AP) houve indícios de clima mais frio e seco que presente, com estação de seca prolongada. A vegetação de campo dominava esse período, mas também havia a presença de Matas de Galeria. Entretanto, os dados do registro da Turfeira Salitre indicam nesse período condições climáticas mais úmidas e frias.

Durante a transição do Pleistoceno para o Holoceno ocorreu um aumento na temperatura e, de modo geral, o clima nesse período era mais seco. Mas na Vereda Laçador e na Vereda São José foram encontrados indicadores de clima úmido.

Na primeira metade do Holoceno (11.000 a 6.0000 anos AP) há um predomínio de clima úmido de duração variável. Enquanto que na segunda metade do Holoceno (6.000 anos AP até o presente) houve uma tendência de redução na umidade, seguida de uma retomada das condições de umidade semelhante aos dias atuais.

Nos últimos anos houve um aumento considerável de estudos que visam reconstituir os paleoambiente no Brasil. Contudo, para melhor compreender a dinâmica e evolução do clima e vegetação no Pleistoceno Tardio e Holoceno, se faz necessário um número ainda maior de estudos, principalmente nas turfeiras da região Centro-Leste do Brasil, cujos resultados poderão adicionar novas inferências para o modelo paleoclimático brasileiro.

Como as turfeiras são extremamente sensíveis às mudanças na hidrologia, esses ecossistemas são prioritários para estudos do paleoclima, pois a precipitação nessa região é diretamente associada a atividade da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que influencia fortemente o Sistema de Monção da América do Sul (SMAS), levando a altos índices pluviométricos no centro-leste do Brasil. Portanto, os resultados micropaleontológicos, em conjunto com as propriedades físicas e geoquímicas do solo destes ecossistemas apresentam um grande potencial para elucidar sobre a variabilidade da precipitação, pontuando os eventos úmidos e secos em escalas centenárias e milenares.

4 METODOLOGIA

4.1 Localização e Caracterização da Área de Estudo

A turfeira do Rio Preto localiza-se no Parque Estadual do Rio Preto (PERP), município de São Gonçalo do Rio Preto, Minas Gerais e faz parte da SdEM (Figura 2). O PERP possui uma área ~12.184 ha, dos quais 20 ha são ocupados pela turfeira do Rio Preto (BISPO, 2013; BISPO et al., 2016).

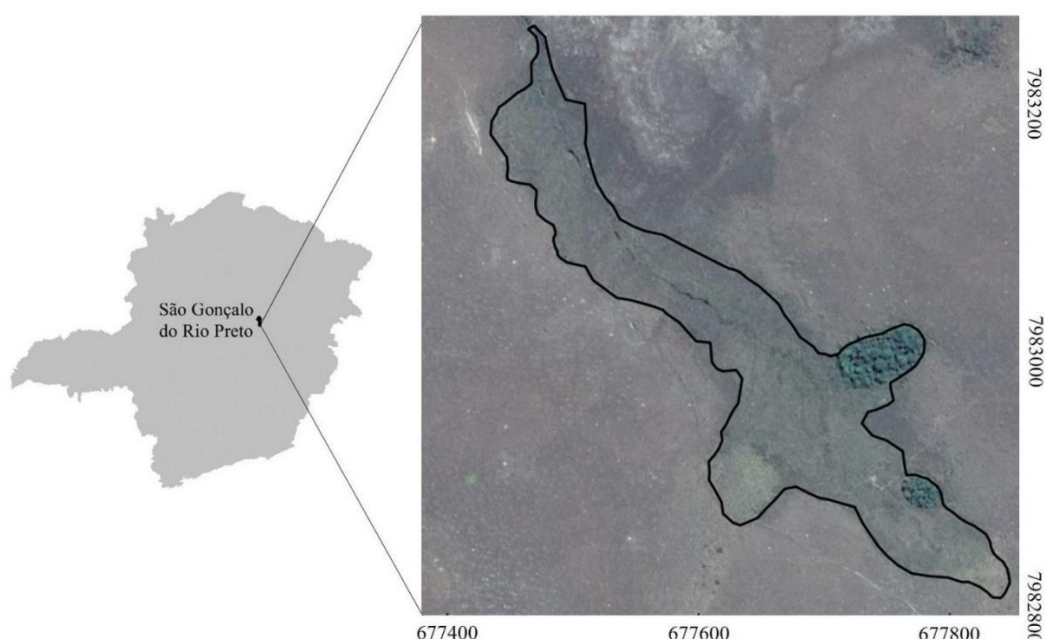


Figura 2 – Localização da turfeira do Rio Preto.

Na parte elevada do PERP, com altitudes acima de 1500 m, situa-se o “Chapadão do Couto”, superfície de aplainamento com relevo suave plano a ondulado em colinas separadas por depressões, onde se encontram turfeiras como a do Rio Preto, cabeceiras de importantes cursos d’água da região como o próprio Rio Preto, o Rio Araçuaí e o Córrego Soberbo (Rio Jequitinhonha Preto).

A litologia é quartzítica, com elevada contribuição de filitos e filitos hematíticos (Figura 3). Os solos da bacia da turfeira do Rio Preto são caracterizados por apresentarem pequeno teor de argila e pela espessura baixa a moderada, sendo classificados como Cambissolos Háplicos, Neossolos Litólicos e Gleissolos Tb Háplicos (EMBRAPA, 2013).

Conforme a classificação de Köppen (KÖPPEN, 1948), o clima é Cw’b (mesotérmico), ocorrendo estações chuvosas e secas bem definidas, com média pluviométrica anual de 1191

mm e a temperatura média anual 16,2 °C, entre julho de 2016 e julho de 2017 (BARRAL e SILVA, 2018 – Comunicação pessoal).

As fitofisionomias que colonizam o Chapadão do Couto pertencem ao Bioma Cerrado, destacando-se o Campo Limpo Úmido (CLU), o Campo Rupestre (CR) e a Floresta Estacional Semidecidual (FES) (Figura 4). No ambiente de turfeira predomina a fitofisionomia característica de CLU com frequentes espécies herbáceas, ocorrendo também a presença de famílias características de CR como Xyridaceae (figura 5a), Eriocaulaceae (Figura 5c), Cyperaceae e Bromeliaceae (Figura 4) (SILVA, 2004b, MENDONÇA FILHO, 2005). Também é comum a ocorrência de espécies insetívoras da família Droseraceae (Figura 4b), caracterizadas por apresentarem folhas de coloração vermelha e tricomas secretores de mucilagem rica em enzimas digestivas (COSTA, 2005). Entremeados ao CLU são encontrados fragmentos de FES, chamados localmente de capões de mata, formando um extenso mosaico na paisagem (SILVA, 2004g; CAMPOS, 2009).

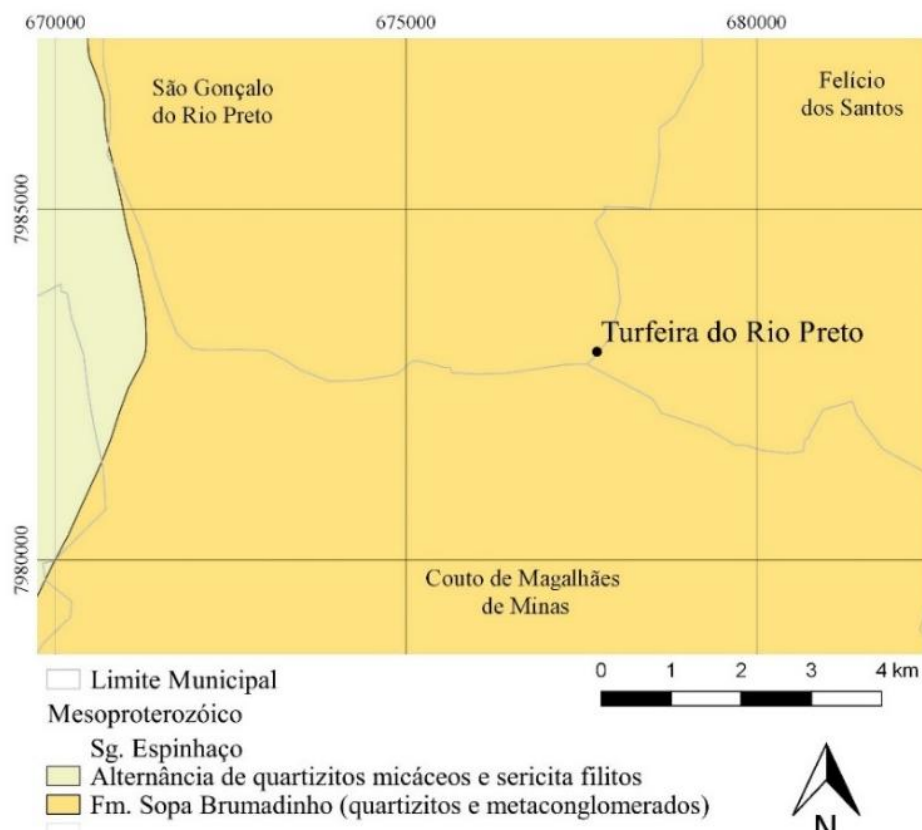


Figura 3 -Mapa litológico da região da turfeira.

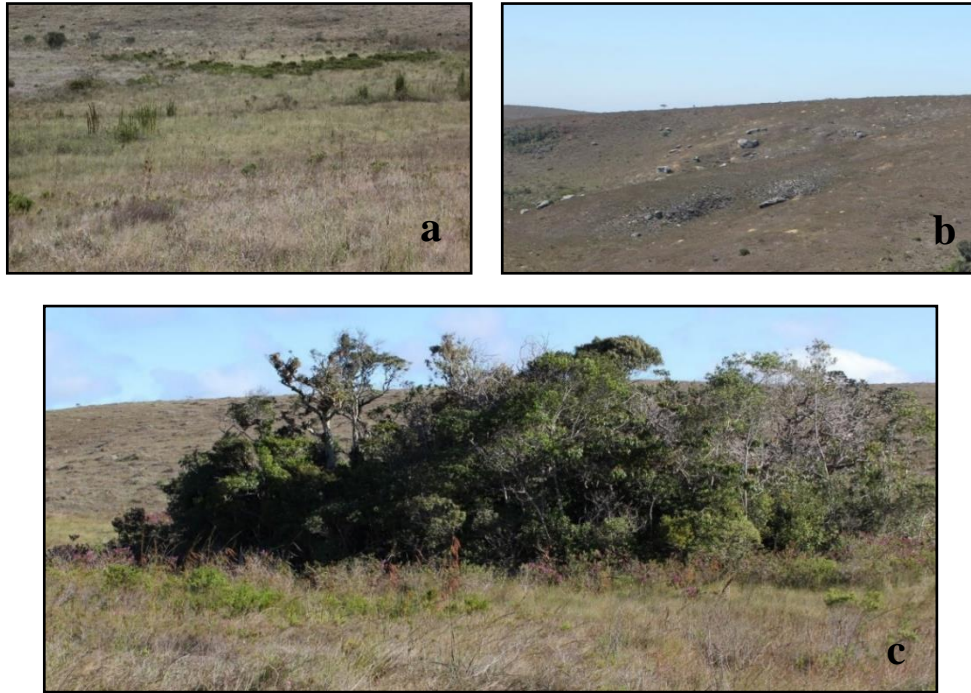


Figura 4 – Principais fitofisionomias que colonizam o Chapadão do Couto. (a) Campo Limpo Úmido. (b) Campo Rupestre. (c) Floresta Estacional Semidecidual (capões de mata). Fonte: Mendonça Filho, 2016



Figura 5– Espécimes das famílias (a) Xyridaceae, (b) Droseraceae, (c) Eriocaulaceae. Fonte: Mendonça Filho, 2016

4.2 Amostragem de Plantas

Foram coletadas amostras da vegetação do entorno da turfeira nos dias 12/07/2016, 24/08/2016 e 25/08/2016, com o objetivo de realizar um levantamento florístico da área e obter material polínico (botões florais) para a montagem da coleção de referência de pólen (palinoteca) da vegetação atual (Anexo A). As espécies foram identificadas com o auxílio de especialistas, chaves de identificação e comparações em Herbários. O material foi processado dentro dos métodos usuais em Botânica. As exsicatas foram incorporadas ao Herbário DIAM da UFVJM.

4.3 Coleta do Solo

Para a escolha do local de coleta do solo foi utilizado os critérios de espessura e posição na turfeira (Figura 6a). Turfeiras mais espessas tendem a serem mais antigas e nelas normalmente são encontradas maior concentração de palinomorfos (HORÁK, 2009).

Foram retirados dois testemunhos do solo nas coordenadas 18°14'5,25"S e 43°19'7,24" WGS numa altitude 1.593 m.s.m, por meio de vibrotestemunhador (Figura 6b, 6c, 6d), composto de tripé, motor 3,4 HP e 3.600 RPM com cerca de 1.000 vibrações por minuto, mangote e abraçadeira (MARTIN et al., 1995). Um tubo de alumínio de cinco metros de comprimento, três polegadas de diâmetro e 1/8" de espessura, acoplado ao vibrotestemunhador, foi posicionado verticalmente no solo e, por meio das vibrações, penetrou no solo sem causar grandes perturbações (Figura 6b). Ao atingir o substrato basal, as vibrações foram interrompidas e vedou-se a extremidade superior com uma tampa de PVC, de mesmo diâmetro do tubo, a fim de criar vácuo (Figura 6c 6d). Em seguida, o tubo foi retirado com ajuda de uma talha (roldana), vedando-se a extremidade inferior (Figura 6e). Para o transporte, o tubo foi colocado em posição semi-vertical para evitar contaminação das camadas superiores por translocação da camada inferior. O tubo foi levado para o Laboratório Integrado de Pesquisa Multiusuário dos Vales do Jequitinhonha e Mucurida Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri (LIPEMVALE), para abertura, descrição e amostragem do solo.



Figura 6 – (a) escolha do ponto de amostragem. (b) (c) (d) (e) amostragem do testemunho com o uso do vibrotestemunhador.

4.4 Abertura, Descrição e Amostragem do Solo

A abertura dos tubos foi realizada com auxílio de uma serra elétrica circular (Figura 7a). O testemunho do solo de maior espessura foi escolhido para a realização das análises palinológicas, isotópicas e de concentrações elementares.

A descrição do solo se deu conforme o teste para caracterização de organossolos (EMBRAPA, 2013) e a Carta de Cores de Munsell (MUNSELL, 1954). O solo foi subdividido em 16 horizontes, observando-se aspectos como a presença de raízes e de fragmentos vegetais, deposições de material mineral, consistência, estágio de decomposição da MOS e cor do material (Figura 7b).

Para a realização das análises palinológicas, o material foi coletado na parte central do testemunho do solo em canaletas de alumínio, fechadas com tampa de PVC, lacradas e armazenadas em geladeira, a fim de preservar, ao máximo, seus atributos (Figura 7c, d, e, f).

Após a retirada das canaletas contendo as amostras destinadas para as análises palinológicas. O testemunho foi amostrado a cada 5 cm, para realização de análises de composição elementar e isotópicas. As amostras foram acondicionadas em sacos plásticos e armazenadas em geladeira (Figura 7b, 7c).



Figura 7 – (a) abertura do testemunho. (b) descrição do solo. (c) amostragem para realização de análise de composição e elementar e isotópicas. (d) (e) amostras destinadas a palinologia

4.5 Composição de Isótopos Estáveis (^{13}C e ^{15}N)

Para a determinação da composição isotópica do solo ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) as amostras foram secas em estufa a 40°C . Posteriormente foram retirados raízes e outros fragmentos vegetais contaminantes, para homogeneização em almofariz de ágata.

As análises da composição isotópica foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP, conforme procedimento padrão, descrito em Pessenda et al. (1996).

4.6 Composição Elementar

Os teores totais de C, N, H e O foram determinados por combustão seca, em analisador elementar LECO® CHNS/O, modelo TruSpec Micro, onde os gases gerados foram quantificados em detector de infravermelho, LIPEMVALE.

Para determinação dos teores de C, N, H e O, amostras de 2 a 4 mg foram pesadas em balança analítica Sartorius, de precisão de 0,001 mg, e acondicionadas em cápsulas de alumínio. Os teores de C, N e H foram determinados após a incineração das amostras por cinco minutos a 1075°C em tubo de quartzo. O teor de O foi determinado utilizando um módulo independente, com o tempo de análise de dois minutos, a uma temperatura de 1300°C .

Para a calibração de referência do equipamento foram utilizados os seguintes padrões, para determinação dos teores de O: Cistina (C% = 29,99; S% = 26,69; O% = 26,60; N% = 11,66 e H% = 5,03) e Sulfamatazina (C% = 51,78; N% = 20,13; S% = 11,52; O% = 11,50 e H% = 5,07 e). Já para determinação dos teores de C, N e H foram usados os padrões: Solo (C% = 2,35; N% = 0,183 e S% = 0,028), Folha de Orquídea (C% = 50,40; H% = 6,22; N% = 2,28; e S% = 0,156) e Padrão 003 (C% = 11,05; H% = 1,36 e N% = 0,50).

A determinação das concentrações elementares dos demais elementos foi feita em um espectrômetro de fluorescência de raios-X por energia dispersiva, do modelo *Shimadzu* EDX-720, também no LIPEMVALE. Para a calibração do equipamento foi utilizado o padrão A-720 de composição conhecida. Para a verificação da calibração, o resultado da análise do padrão deve apresentar concentração de Al maior que 80% e os elementos Sn e Cu devem ser detectados. Após a análise do padrão foi encontrado o seguinte resultado: Al = 98,55%, Sn = 1,06% e Cu = 0,16%. A calibração foi executada em dois pontos: para um elemento de alta energia (Sn) e para um elemento de baixa energia (Cu).

As amostras foram previamente homogeneizadas e acondicionadas em um filme de Mylar® de 6 μm de espessura, esticado no fundo de uma cela de polietileno com 32 mm de

diâmetro externo e 23 mm de altura. Esta é uma técnica não destrutiva que pode ser aplicada diretamente a amostra sólida, sem exigir nenhum pré-tratamento químico (GUILD et al., 2017).

Foram determinadas as concentrações de silício (Si); enxofre (S); cobre (Cu); bromo (Br); vanádio (V); rubídio (Rb); alumínio (Al); potássio (K); titânio (Ti); estrôncio (Sr); nióbio (Nb); ítrio (Y) e ferro (Fe).

A fluorescência de raios-X é fundamentada no ordenamento dos átomos em planos cristalinos, separados entre si por distâncias da mesma ordem de grandeza do comprimento de onda. A fluorescência de raios-X ocorre segundo a lei de Bragg, que estabelece a relação entre o ângulo de difração e a distância entre os picos característicos para cada fase cristalina. Os raios-X revelam a estrutura da amostra, fornecendo a distância interplanar característica para cada grupo mineral. Essas reflexões são facilmente reconhecidas em difratogramas (MBENGUE, 2004).

4.7 Análise Cronológica

A cronologia dos eventos ambientais foi obtida pelo método de Datação Radiométrica do ^{14}C . Esse método fundamenta-se na mensuração da quantidade do isótopo radioativo restante na amostra. A partir dessa mensuração é possível calcular o tempo decorrido desde a morte do organismo (Libby et al., 1949).

Foram escolhidas quatro amostras em diferentes profundidades (18 a 23 cm; 170 a 175 cm; 328 a 333 cm e 366 a 371 cm), selecionadas pelo conteúdo de matéria orgânica. O pré-tratamento das amostras consistiu na remoção manual de fragmentos contaminantes. As amostras foram enviadas ao Laboratório ^{14}C (CENA/USP), onde foram submetidas à combustão na linha de síntese de benzeno para obtenção do CO_2 , o qual foi encapsulado a vácuo e encaminhado para datação pela técnica de Accelerator Mass Spectrometry (AMS). Os resultados foram corrigidos para o fracionamento isotópico natural (-25‰) e apresentados em idade ^{14}C convencional em anos antes do presente (AP) e em idade calibrada em anos de calendário, em intervalos com erro de 2σ .

4.8 Análises Palinológicas

Todas as análises palinológicas que consistiram na extração de palinomorfos dos solos do testemunho, contagem, identificação e ilustração dos palinomorfos, além da preparação laboratorial e ilustração do pólen das plantas atuais, foram realizadas no Instituto de Botânica

da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo (IBt) sob a orientação da Prof^ª. Dra. Cynthia Fernandes Pinto da Luz.

4.8.1 Montagem da coleção polínica de referência das plantas atuais

A partir dos botões florais das plantas da vegetação atual coletadas na turfeira do Rio Preto, foram feitas lâminas de microscopia com material polínico, para a montagem da coleção de referência (Palinoteca) da vegetação atual da área. Foi utilizada a metodologia de Acetólise proposta por Erdtman (1952), conforme se segue:

- A. Extração do material polínífero das anteras com pinça ou estilete previamente esterilizados ao rubro e transferência para tubo de ensaio contendo ácido acético glacial (ca. 1 ml). Após um período de 24 horas, as amostras foram centrifugadas a 1.800 rpm e descartou-se o sobrenadante;
- B. Adição de 5 ml da mistura acetolítica (9 partes de anidrido acético: 1 parte de ácido sulfúrico);
- C. Banho-maria a aproximadamente 80°C por 1 a 2 minutos conforme a espécie de planta. Nova centrifugação e descarte do sobrenadante;
- D. Adição de água destilada e duas gotas de álcool etílico. Centrifugação e descarte do sobrenadante;
- E. Adição da solução aquosa de glicerina a 50%, e repouso de 30 minutos. Centrifugação, descarte do sobrenadante e posicionamento dos tubos com a boca para baixo para escoamento do líquido;
- F. Montagem da lâmina com gelatina glicerizada e parafina.

4.8.2 Extração dos palinomorfos

Foram selecionados 24 níveis estratigráficos com base na descrição do testemunho, sendo retirados 3 cm³ de material de cada nível. Os níveis correspondem às seguintes profundidades: 0-1 cm; 8-9 cm; 18-19 cm; 27-28 cm; 69-70 cm; 89-90 cm; 109-110 cm; 169-170 cm; 209-210 cm; 217-218 cm; 262-263 cm; 268-267 cm; 270-271 cm; 294-295 cm; 307-308 cm; 314-315 cm; 317-318 cm; 327-328 cm; 340-341; 347-34 cm; 354-355 cm; 366-367 cm e 370-371 cm. O nível correspondente à profundidade 355-356 cm não apresentou nenhum tipo de palinomorfo, por ser muito arenoso.

O método empregado para confecção das lâminas de microscopia foi o sugerido por Ybert et al., (1992), com modificações. A seguir são apresentadas as etapas para a extração dos palinomorfos das amostras de solo do testemunho, ilustradas com as respectivas letras na Figura 8.

- A. Colocação de 3 cm³ do material em um béquer de plástico e a introdução de 5 pastilhas de esporo marcador *Lycopodium* (cada pastilha contendo 12.542 esporos), adição de água destilada para dissolução das pastilhas e homogeneização da amostra;
- B. Tamisação da amostra em peneira de aço com malha de 250 µm para retirada de restos vegetais centimétricos, areia e outros materiais. Centrifugação a 1.500 rpm por 3 minutos e descarte do sobrenadante;
- C. Adição de ácido fluorídrico (HF) a 40% para dissolução de silicatos. Repouso por 24 horas. Centrifugação e descarte do sobrenadante;
- D. Adição de ácido clorídrico (HCL) a 10% em fervura para eliminação dos fluossilicatos formados na reação anterior. Centrifugação e descarte do sobrenadante;
- E. Adição de ácido acético para desidratação do material. Repouso por 24 horas. Centrifugação e descarte do sobrenadante;
- F. Adição de 5 ml da mistura acetólise (4,5 ml de anidrido acético e 0,5 ml de ácido sulfúrico) para dissolução de parte da matéria orgânica e acetilação da exina dos grãos de pólen e esporos. Manutenção por 4 minutos em fervura no banho-maria;
- G. Transferência das amostras para tubos de acrílico montados com filtro de nylon com malha de 5 µm para a tamisação das amostras em ultrassom durante 3 minutos. Utilização do sedimento retido no tubo. Transferência do sedimento para tubo de centrifuga e adição de água destilada com subsequente centrifugação;
- H. Adição de água glicerinada 50%, centrifugação, descarte do sobrenadante e alocação dos tubos com a boca para baixo, para escoamento do líquido.

Para montagem das lâminas de microscopia foi utilizada gelatina glicerinada preparada segundo o método de Kisser (1935) apud Erdtman (1952). Para cada nível estratigráfico foram montadas vinte lâminas permanentes. O procedimento para a montagem seguiu as seguintes etapas (Figura 9):

- A. Retirada do material esporo-polínico contido no fundo do tubo, com auxílio de um pedaço de gelatina glicerinada sólida de cerca de 1 mm³ espetado na ponta de um estilete previamente flambado. Transferência da gelatina glicerinada com os palinomorfos para uma lâmina de microscopia;

- B. Aquecimento da lâmina em chapa aquecedora para derreter a gelatina glicerizada, homogeneizando-a com os palinomorfos, com auxílio de um estilete;
- C. Colocação da lamínula sobre a gelatina glicerizada e lutagem com parafina;
- D. Deposição da lâmina, com a lamínula para baixo, sobre papel filtro e posterior limpeza da lâmina com algodão embebido em álcool, raspando previamente o excesso de parafina com lâmina de barbear;

As lâminas foram etiquetadas, colocando-se informações dos respectivos níveis estratigráficos e profundidades, localidade de retirada do testemunho e número da lâmina. O material esporo polínico restante foi estocado em glicerol.

Com a extração dos palinomorfos do sedimento, foi possível eliminar grande parte dos componentes minerais e orgânicos, permitindo a concentração dos palinomorfos (grãos de pólen, esporos de samambaias, licófitas, briófitas, algas e dinoflagelados) nas lâminas de microscopia, para a identificação e contagem.

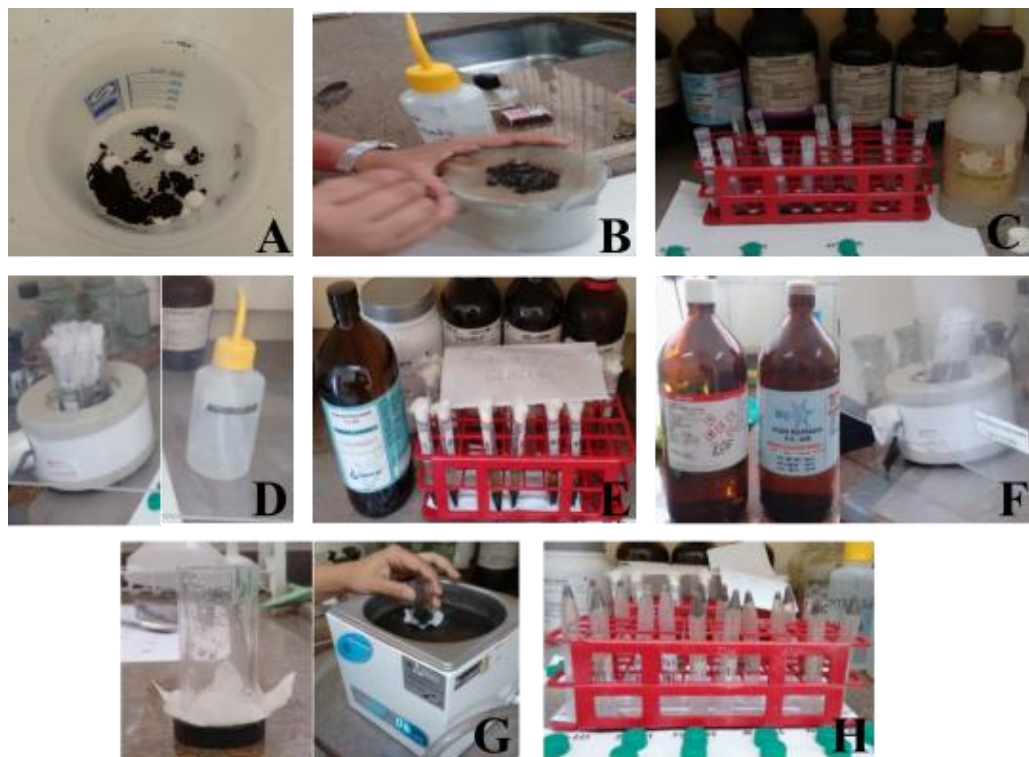


Figura 8 – Extração dos palinomorfos do solo da turfeira do Rio Preto.

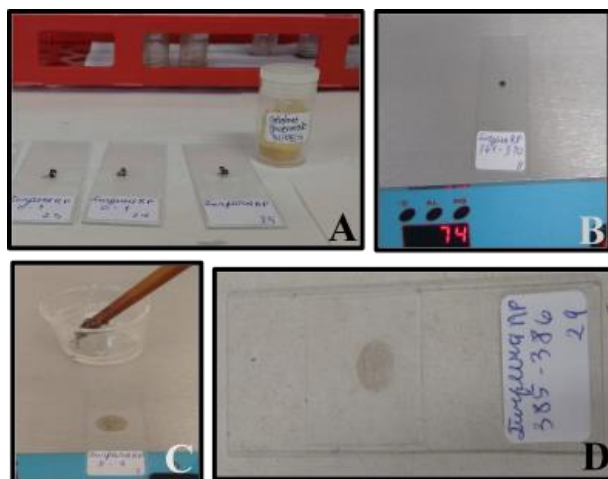


Figura 9 – Montagem das lâminas de microscopia.

4.8.3 Identificação e contagem dos palinomorfos

A identificação e contagem dos palinomorfos foram realizadas em microscópio óptico Olympus BX 50 com objetivas de 20X, 40X e 100X (lente de imersão). A lente de 100x foi utilizada para visualizar detalhes na ornamentação dos palinomorfos. Foram obtidas fotomicrografias digitais, a partir de uma câmera de vídeo acoplada ao fotomicroscópio Olympus BX 50, que foi conectado a um computador.

Para proceder a padronização, todas as fotomicrografias foram retiradas usando lente de 60x, usando o programa Cell Sens Standard® 1.5 para Windows. A demarcação dos palinomorfos nas lâminas para posterior observação e obtenção das fotomicrografias foi feita pelo uso da lâmina *England Finder*. Esta lâmina apresenta em sua superfície campos delimitadores com números e letras, o que permite relocalizar uma determinada área de interesse em uma lâmina.

A identificação dos palinomorfos se deu por base em literatura especializada (MURILLO e BLESS, 1974; VAN GEEL, 1978; 1986; VAN GEEL e VAN DER HAMMEN, 1978; VAN GEEL et al., 1995; LORSCHUITTER, 1988; 1989; ROUBIK e MORENO, 1991; TRYON e LUGARDON, 1991; NEVES e LORSCHUITTER, 1992; 1995; GARCIA, 1997; LUZ et al., 1999; 2013; LUZ e BARTH, 2000; 2002; LORSCHUITTER et al., 2001; 2002; MELHEM et al., 2003; LEONHARDT e LORSCHUITTER et al., 2007) e pela Palinoteca de referência da turfeira do Rio Preto e também da turfeira do Pau de Fruta.

A identificação foi feita no nível de família, e sempre que possível no nível de gênero e espécie. Os termos “tipo de esporo” ou “tipo polínico” foram utilizados e significam que esporos ou grãos de pólen com morfologia similar foram agrupados por não ser possível

distingui-los, mesmo sendo provenientes de táxons diferentes (KLERK & JOOSTEN, 2007). O tipo-polínico é designado pelo nome de um dos gêneros que nele se inclui, ou caso de só haver uma espécie deste tipo, o nome desta. Espécies afins, variedades e subespécies dentro de uma espécie podem ter tipo polínico igual (SALGADO-LABOURIAU, 1973; 2007). Portanto, o termo não está relacionado ao Código Internacional de Nomenclatura Botânica e sim estabelece uma proximidade do material fóssil encontrado a determinado grupo taxonômico (LORSCHUITTER, 1989).

Táxons com grãos de pólen de plantas terrestres são indicativos da vegetação regional ou do entorno adjacente a turfeira, enquanto as hidro-higrófitas e demais palinomorfs (esporos de samambaias e licófitas, zigósporos e formas unicelulares e coloniais de algas e dinoflagelados) são considerados como um sinal da vegetação local. No entanto, algumas hidro-higrófitas foram consideradas como parte da vegetação regional, como as Cyperaceae. O oposto também pode ocorrer com Poaceae e Ericaceae, que geralmente são consideradas como sinal regional, apesar de presentes na comunidade local das turfeiras (HORÁK-TERRA, 2014).

A fim de evitar super representatividade dos elementos locais, procurou-se contar 300 grãos de pólen de elementos regionais por amostra, observando-se integralmente um mínimo de quatro lâminas por amostra (JACOBSON e BRADSHAW, 1981, YBERT et al., 1992; LUZ, 2012). No entanto nem sempre foi possível alcançar esta contagem, devido a distintos aspectos ocorrentes no depósito sedimentar que prejudicaram a preservação dos palinomorfs em algumas amostras, influenciando em sua representatividade (STOCKMAR, 1971, YBERT et al., 1992, SALGADO-LABOURIAU, 2007; LUZ, 2012; LORSCHUITTER e ROTH, 2013).

Após a contagem dos palinomorfs, os táxons foram agrupados conforme sua afinidade ecológica e, em seu tipo de hábito (herbáceo, arbustivo, liana, arbóreo). Os requisitos para o agrupamento dos taxóns regionais seguiram os dados anotados em campo para a confecção da Palinoteca da área e os descritos por Mendonça *et al.* (1998) e Marchant *et al.* (2002) para o Cerrado de Minas Gerais e Luz e *et al.* (2017) para a área da turfeira Pau de Fruta em Diamantina (MG), enquanto os indicadores de sinal local seguiram van Geel (1978) e Van Geel, Coope e Van Der Hammen (1989).

Apesar de terem sido selecionados 24 níveis estratigráficos, para esta dissertação, só foi possível finalizar a análise de 8 níveis estratigráficos, correspondente às profundidades: 0-1 cm, 18-19 cm, 49-50 cm, 169-170 cm, 270-271 cm, 314-315 cm, 327-328 cm e 370-371 cm. No entanto, os demais níveis, posteriormente, serão identificados e os resultados serão publicados.

4.8.4 Apresentação dos resultados palinológicos

Os resultados das análises palinológicas estão representados sob a forma de diagramas polínicos de porcentagem. Os diagramas de pólen resumem os resultados das investigações palinológicas, possibilitando evidenciar de forma mais clara as mudanças a respeito das sucessões vegetacionais (CAMEJO AVILES, 2017). Para elaboração dos diagramas palinológicos de porcentagem foram utilizados os *softwares* Tilia e Tilia-Graph (programas computacionais gráficos desenvolvidos para auxiliar a interpretação dos dados palinológicos) (GRIMM, 1987).

Nos diagramas de porcentagem, a ordenada representa a profundidade do nível analisado junto com as datações por radiocarbono obtidas (^{14}C) e a abscissa corresponde à frequência relativa de cada tipo polínico e palinomorfos não polínicos (COLINVAUX, 1993). Os diagramas mostram a porcentagem relativa de cada táxon encontrada na amostra, em função do total analisado (LORSCHETTER e ROTH, 2013). Isto fornece informações sobre a frequência relativa dos hábitos das plantas e das diferentes fitofisionomias ocorrentes na SdEM, em função de uma soma polínica pré-estabelecida. Este diagrama permite uma visão geral das mudanças da vegetação e ambiente, ressaltando as mudanças de um tipo de vegetação com relação a outro em um determinado intervalo de tempo.

Já os diagramas de concentração fornecem o número palinomorfos por centímetro cúbico de sedimento ou grama. A construção do diagrama foi feita pelo Método de Stockmar (1971), que consiste na introdução de tabletes com número conhecido do esporo marcador *Lycopodium clavatum* (marcadores) ao volume do sedimento a ser tratado.

O diagrama de concentração tem com vantagem a eliminação da super-representação e sub-representação dos palinomorfos. Permitindo permite avaliar cada tipo de palinomorfos de forma independente, gerando uma maior precisão da informação sobre o aporte do palinomorfos no solo.

Foram elaborados diagramas de porcentagem dos indicadores regionais e locais, e das fitofisionomias ocorrentes na SdEM em conjunto com os indicadores ambientais mais representativos. Nos diagramas de agrupamento ecológico regional por hábito da planta, os taxa foram separados em arbóreos, arbóreos e arbustivos, arbustivos, arbustivos e subarbustivos, subarbustivos e herbáceos, herbáceos e lianas, lianas, herbáceos. Já para os diagramas de agrupamento ecológico local, os táxons foram separados em hidro-higrófilas, briófitas, samambaias, algas e pirrófitas (dinoflagelados). No diagrama de indicadores ambientais e fitofisionomias da área os táxons foram agrupados em Floresta Estacional Semidecidual,

Floresta de Montana e Úmida, Floresta de Montana, Indicadores de Clima Frio e Ventos Intensos, Cerrado, Mata, Pioneira de Floresta Secundária, Mata e Campo Úmido, Campo, Campo Seco, Campo Rupestre, Mudanças na Hidrologia, Águas rasas, Erosão do solo e Águas superficiais e quentes.

4.9 Análises estatísticas

Com relação aos dados de composição elementar (teores de C, N, H, O, Si, S, Cu, Br, V, Rb, Al, K, Ti, Sr, Nb, Y e Fe) e da composição isotópica (^{13}C e ^{15}N), procedeu-se análise multivariadas por componentes principais (PCA). Primeiramente os teores foram log-transformados e padronizados para o modo de correlação, foi aplicado o método de rotação ortogonal de Varimax, a fim de maximizar as cargas das variáveis nos componentes (ERIKSSON et al., 1999; REIMANN et al., 2008). Para a realização da PCA utilizou o software SPSS 20.0.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Descrição do Perfil de Solo da Turfeira do Rio Preto

O perfil de solo retirado da turfeira do Rio Preto apresentou 16 horizontes até a profundidade de 371 cm, sendo 4 horizontes hísticos (H), com predomínio de material orgânico, e 12 horizontes minerais (C), com predomínio de areia. A cor predominante nos horizontes hísticos foi Gley 1 2,5/N e nos horizontes minerais foram Gley 1 3/N e Gley 1 4/N. Nas camadas superficiais verificou-se abundância de raízes finas medias e grossas. Na medida em que aumentava a profundidade, a quantidade de raízes diminuía, com exceção do horizonte C₁₀, apresentou muitas raízes grossas (Tabela 1).

Nas camadas mais profundas do perfil, a partir de 262 cm, observa-se aumento de material mineral. A deposição de areia e silte está relacionada com a posição da turfeira na paisagem e com a cobertura vegetal. A diminuição do acúmulo de matéria orgânica pode ter sido causada por uma vegetação mais rala, com baixa densidade de cobertura do solo. Também pode estar relacionada ao desprendimento de material arenoso dos meandros do curso d'água, ocasionada por mudanças paleoclimáticas, já que o fluxo com baixa competência e força faz com que a água contorne os meandros arrancando material das paredes (HORÁK et al., 2011).

Os horizontes C₁₀ e C₁₂ apresentaram elevado teor de carbono orgânico, mas não o suficiente para serem considerados horizontes orgânicos (COT < 8 %). Esses altos valores podem estar relacionados a presença de uma camada siltosa, pois as frações mais finas do solo protegem a MOS da ação dos microrganismos decompositores (PICCOLO e MBAGWU, 1999; ARAUJO et al. 2017; WAN et al., 2018).

5.2 Datações radiocarbônicas

Os resultados das datações radiométricas por ¹⁴C e a taxa de sedimentação são apresentados na Tabela 2. A amostra basal do testemunho (366-371 cm) foi datada em ~23.037 anos cal. AP, indicando que o início da formação da turfeira no local do estudo se deu ao final do Pleistoceno Tardio.

A taxa de sedimentação (Tabela 2) foi calculada para cada parte do testemunho considerando a espessura de material depositado entre duas camadas datadas e a diferença entre as idades calibradas (CASSINO e MEYER, 2013).

Tabela 1. Descrição do testemunho do solo da turfeira do Rio Preto

H_z.	Prof. Cm	Cor	COT. %	Observações
H₁	0-09	Gley 1 2,5/N	36,23	Material orgânico com presença de raízes finas e medias abundantes e pouca areia fina.
H₂	09-28	Gley 1 2,5/N	28,98	Material orgânico pastoso, pouca presença areia fina, poucas raízes finas, médias e grossas
H₃	28-216	Gley 1 2,5/N	22,23	Material orgânico pastoso, presença areia fina comum, poucas raízes finas, médias e grossas
H₄	216-262	Gley 1 2,5/N Gley 1 3/N	12,20	Material orgânico com presença de muita areia fina e muito fina, raízes grossas comuns e poucas raízes finas e medias.
C₁	262-267	Gley 1 3/N	4,54	Material mineral com predomínio de areia fina e muito fina associada ao material orgânico. Ausência de raízes.
C₂	267-275	Gley 1 3/N	4,80	Material mineral com predomínio de areia fina e média associada ao material orgânico. Poucas raízes finas e médias.
C₃	275-301	Gley 1 3/N	1,00	Material mineral com predomínio de areia fina e média, ausência de raízes.
C₄	301-307	Gley 1 4/N	2,52	Material mineral com predomínio de areia grossa, ausência de raízes.
C₅	307-315	Gley 1 4/N	1,10	Material mineral com predomínio de areia media e fina, ausência de raízes.
C₆	315-317	Gley 1 4/N	4,51	Material mineral com predomínio de areia grossa e pouco material orgânico. Ausência de raízes.
C₇	317-328	Gley 1 4/N	0,88	Material mineral com predomínio de silte associada ao material orgânico. Ausência de raízes.
C₈	328-340	Gley 1 4/N Gley 1 6/N	1,18	Material mineral com predomínio de areia grossa e muito grossa. Ausência de raízes.
C₉	340-348	Gley 1 4/N Gley 1 6/N	3,39	Material mineral com predomínio de areia fina e silte Ausência de raízes.
C₁₀	348-355	Gley 1 4/N Gley 1 6/N	6,63	Material mineral siltoso associada ao material orgânico. Predomínio de raízes grossas.
C₁₁	355-366	Gley 1 5/N Gley 1 6/10Y	0,58	Material mineral com predomínio areia muito grossa, ausência total de raízes.
C₁₂	366-371	Gley 1 3/10Y	7,19	Material mineral siltoso associada ao material orgânico. Ausência de raízes.

Prof: profundidade da camada; **COT:** carbono orgânico total

Tabela 2. Profundidade das amostras, idades radiocarbônicas convencionais e calibradas, idades médias calibradas e estimativa das taxas de sedimentação do testemunho da turfeira do Rio Preto.

Código Lab.*	Profundidade (cm)	Idade ¹⁴ C Convencional (anos AP)	Idade Calibrada (anos, 2σ)	Idade média (anos cal. AP)	Taxa de sedimentação (cm ano ⁻¹)
UGAMS#28 645	18-23	5.292 ± 29	5.990 – 6.182	6.081	0,03
UGAMS#28 646	170-175	9.726 ± 32	11.108 – 11224	11.182	0,05
UGAMS#28 647	328-333	12.641 ± 33	14.809 – 15.202	15.048	0,005
UGAMS#28 648	366-371	19.129 ± 49	22.833 – 23.330	23.037	

*Laboratório AMS responsável pelas análises: Center for Applied Isotope Studies (CAIS), Universidade da Georgia, EUA

Os resultados mostram uma variação na dinâmica deposicional da turfeira ao longo do tempo. No Pleistoceno Tardio a taxa de sedimentação foi de 0,005 cm ano⁻¹, se elevando para 0,05 cm ano⁻¹ na transição Pleistoceno/Holoceno e diminuindo para 0,03 cm ano⁻¹ no Holoceno. Esta variação na dinâmica deposicional pode ter sido causada por uma variação real na taxa de sedimentação, ou por um hiato deposicional em algum ponto entre 371 cm e 333 cm de profundidade.

5.3 Carbono Orgânico Total – COT

De maneira geral observa-se que os teores de COT decrescem em profundidade. Exceto nas profundidades 360-365 e 365-371 cm que registram teores de 19,94% e 33,61%, respectivamente (Figura 10 e Anexo B). Esses altos valores nas camadas basais podem ser explicados pela presença do silte, que teria protegido a matéria orgânica da decomposição (PICCOLO e MBAGWU, 1999; ARAUJO et al. 2017; WAN et al., 2018). A origem da MOS também poderia explicar o aumento da concentração COT na base do testemunho, pois espécies arbóreas apresentam maiores teor de lignina, quando comparadas com espécies herbáceas (MOREIRA et al., 2006). Isto ocasionaria uma maior resistência a decomposição da MOS (POTES et al., 2010).

As médias de COT nos horizontes minerais (horizontes C₁ a C₁₀) foram as menores do testemunho, indicando que o acúmulo de material mineral foi maior que o acúmulo de material orgânico. No entanto, houve dois pequenos picos nos teores de COT, nas profundidades de 320-

325 cm e 295-300 cm atingindo 2,20% e 2,91%, respectivamente (Figura 10 e Anexo B). Esses pequenos picos sugerem uma fonte de MOS mais lenhosa, que contribuiu para preservação da MOS.

Nos horizontes H₄ e H₃ foram registrados aumento nos teores de COT. Por volta de 11.182 anos cal. AP (entre as profundidades de 200 cm a 165 cm - Figura 10 e Anexo B), na transição do Pleistoceno e Holoceno, os teores médios de COT alcançaram 34,39%.

Entre as profundidades de 165 cm até 50 cm, cujas idades oscilam entre ~8.500 a ~7.000 anos AP (idades interpoladas), os teores médios de COT diminuíram para 28,2%. Esta redução, aliada à presença comum de areia (Tabela 1) pode está relacionadas a uma condição de menor umidade.

A partir de ~7.000 anos AP (idade interpolada) os teores de COT voltam a aumentar, apresentando teores máximos de 41,65% (40-45 cm) e mínimos de 29,04% (20-25 cm) (Figura 10 e Anexo B). Esses valores elevados, em conjunto com baixos teores de material mineral podem sugerir um retorno das condições umidade, semelhante ao ocorrido durante a transição do Pleistoceno para o Holoceno.

Um padrão semelhante a esta tendência de diminuição das concentrações de COT em profundidade também foi encontrado em outro registro da turfeira do Rio Preto (BISPO et al., 2016) e na turfeira de Pau de Fruta (HORÁK-TERRA et al., 2015; CAMPOS et al., 2010).

5.4 Nitrogênio total

De forma geral as variações nas concentrações do N acompanham as variações do COT, também apresentando tendência de diminuição em profundidade, exceto entre as profundidades de 355-371 cm (Figura 10 e Anexo B).

Os teores de N nos horizontes minerais (C₁ a C₁₀) foram muito baixos, com média em torno de 0,03%. A partir dos horizontes orgânicos os teores de N começaram a aumentar, apresentando teores mínimos de 0,14% (255-260 cm) e teores máximos de 1,64% (5-10 cm) (Figura 10 e Anexo B). Os teores mais elevados de N na superfície podem ser justificados pelo aporte de novo material vegetal.

5.5 Razão C/N

Houve uma tendência de aumento nos valores em profundidade, exceto nas profundidades 365-371 cm e 360-365 cm (~23.037 anos cal. AP), apresentando valores de

21,26 e 20,34, respectivamente (Figura 10 e Anexo B). Valores de C/N superiores 20 estão associados a plantas terrestres C3, enquanto valores inferiores indicam a presença de fitoplâncton, algas, bactérias e fungos (MEYERS, 1994; 2003; WILSON et al., 2005).

Os valores de C/N tiveram um aumento entre as profundidades 360 cm e 265 cm (~23.037 anos cal. AP a ~13.500 anos AP, idade interpolada), apresentando variações entre 37,01 a 45,01, sugerindo uma maior concentração de plantas C3 (Figura 10 e Anexo B).

Entre 260 cm (horizonte H₄) e 15 cm (horizonte H₂), as idades oscilaram entre ~13.500 anos AP a ~6.081 anos cal. AP (idades interpoladas), a razão C/N variou entre 27,92 a 47,74 (Figura 10 – Anexo B). Tais oscilações podem representar mudanças nas condições umidade. Valores elevados de C/N indicam menor umidade e vegetação com domínio de plantas C3, enquanto valores mais baixos indicam maior umidade e maior influência de plantas aquáticas.

Na camada mais superficial, 0-15 cm os valores de C/N voltam a diminuir (Figura 10 e Anexo B), o que está relacionado, provavelmente, a uma diminuição na contribuição de plantas C3, e um aumento na contribuição de fitoplâncton, algas e, ou plantas C4. Os baixos valores na camada superficial também podem ser devidos ao menor tempo de interação dos compostos orgânicos com a biota do solo (SILVA et al., 2007).

5.6 $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica do solo

Observa-se nas profundidades de 365-371 cm (horizonte C₁₂) valor de $\delta^{13}\text{C}$ de -19,71‰, sinal isotópico característico de vegetação com predomínio de plantas C4 (MEYERS, 1994), sugerindo uma vegetação mais aberta (campo) (Figura 11 e Anexo B).

Nas profundidades de 355-360 cm a 190-195 cm, datadas respectivamente de ~23.000 anos cal. AP e ~11.700 cal. anos AP (idade interpolada), o sinal isotópico torna se mais empobrecido, apresentando valores médios de -23,80‰, indicando o predomínio de plantas C3. No entanto, nas profundidades de 210-215 cm, ocorre um pequeno pico de enriquecimento apresentando valor de $\delta^{13}\text{C}$ igual a -20,92‰, sugerindo maior presença de plantas C4 (Figura 11 – Anexo B).

Entre ~11.700 anos cal. AP e ~7.000 anos cal. AP (idades interpoladas), correspondentes as profundidades 185-190 cm a 45-50 cm, os valores mostraram um enriquecimento do sinal isotópico, variando entre -22,69‰ (95-100 cm) a -19,68‰ (155-160 cm). Esses valores indicam uma mistura entre plantas C3 e C4, sugerindo uma diminuição na umidade, com uma maior contribuição de plantas C4 e possível presença de plantas CAM.

No intervalo entre 185-190 cm a 45-50 cm foi observado, entre as profundidades de 105-110 cm e 90-95 cm, um pequeno empobrecimento do sinal isotópico, apresentando um valor médio de $-22,34\text{‰}$, o que, possivelmente, está associado a uma maior participação de plantas C3 na cobertura vegetal (Figura 11 e Anexo B). Este empobrecimento do sinal isotópico pode está relacionado com os elevados teores de COT e C/N, característico de vegetações mais lenhosas.

A partir da profundidade de 40-45 cm até 15-20 cm, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ tornam a ficar mais empobrecidos, variando entre $22,22\text{‰}$ e $23,15\text{‰}$, podendo-se inferir maior contribuição de plantas C3 e um clima mais úmido que na fase anterior. De 15 cm até a superfície, os valores voltam a ficar mais enriquecidos, oscilando de $-22,93\text{‰}$ a $20,34\text{‰}$ (Figura 11 e Anexo B), indicando um aumento da contribuição de plantas C4 e CAM, e um clima semelhante às condições atuais.

Resultados similares sugerem a existência de um Cerrado lenhoso durante o Pleistoceno devido ao sinal empobrecido do $\delta^{13}\text{C}$ (HORÁK, 2009; HORÁK-TERRA et al., 2015). Durante a primeira metade Holoceno houve enriquecimento do sinal isotópico indicando uma vegetação mais aberta. Já na segunda metade do Holoceno há indicação de uma mistura de plantas C3 e C4, semelhante a vegetação atual.

5.7 $\delta^{15}\text{N}$ da matéria orgânica do solo

Foram observadas variações nos valores de $\delta^{15}\text{N}$ que vão de $+0,35\text{‰}$ (300-305 cm) a $+5,98\text{‰}$ (10-15 cm) (Figura 11e Anexo B). Valores mais elevados de $\delta^{15}\text{N}$, próximo a $+7\text{‰}$, indicam presença de fitoplâncton (algas). Valores baixos próximos de 0, indicam a presença de plantas C3, e os valores intermediários uma mistura das fontes (PETERSON e HOWARTH, 1987). As plantas terrestres apresentam baixo $\delta^{15}\text{N}$ devido ao uso do N_2 atmosférico, disponível apenas pela fixação biológica do N (MUZUKA et al., 2004; AHMAD e DAVIES, 2017).

Nas profundidades entre 365-371 cm e 360-365 cm foi registrado um valor médio de $\delta^{15}\text{N} +5,09\text{‰}$ (Figura 11e Anexo B), indicando uma grande contribuição de fitoplâncton, condizente com os valores mais baixos de C/N (Figura 10 e Anexo B).

Os valores $\delta^{15}\text{N}$ decaem partir da profundidade de 355-360 cm até 300-305 cm, apresentando os valores mais baixos do testemunho, sugerindo uma forte contribuição de plantas C3.

A partir das profundidades de 295-300 cm e 275-280 cm os valores de $\delta^{15}\text{N}$ tornaram a aumentar, apresentando médias de +3,12‰, indicando um aumento na contribuição de plantas C4.

Entre 270-275 cm e 185-190 cm, os valores de $\delta^{15}\text{N}$ diminuem sugerindo, novamente, uma maior participação de plantas C3. No entanto, neste intervalo apresentam picos nas profundidades de 260-250 cm, 210-210 cm e 190-195 cm indicando maior influência C4.

Após os 185 cm de profundidade até a camada de 10-15cm, os valores de $\delta^{15}\text{N}$ aumentam, variando de +3,38‰ a + 5,98‰ (Figura 11 e Anexo B), indicando o retorno da contribuição de plantas C4 e de fitoplâncton e um clima mais úmido que na fase anterior (por volta ~6.000 anos cal. AP). Nos 10 cm superficiais os valores voltam a diminuir, média de 5,05‰, podendo-se inferir um clima semelhante às condições atuais ou oscilação do lençol freático.

Os altos valores de $\delta^{15}\text{N}$ encontrados na superfície podem ser devidos a menor taxa de mineralização dos compostos orgânicos ricos em N, e ao menor tempo de interação entre os compostos orgânicos e biota do solo (SWIFT, 1996; SILVA et al., 2007).

5.8 Geoquímica do Material Inorgânico

Houve uma tendência de aumento dos teores de Si, Al, K, Ti, Sr, Nb e Y nos horizontes minerais, mas com pequenos picos em alguns horizontes orgânicos, onde a presença de areia era visível. Os horizontes orgânicos apresentaram maiores concentrações de S, Cu, Br, V e Rb (Figuras 12, 13, 14 e 15 e Anexo C). Tais elementos são ligados ao material orgânico, sendo suas concentrações dependentes do teor total de matéria orgânica da turfeira (BLASER et al., 2000; BIESTER; MARTÍNEZ CORTIZAS; KEPPLER, 2006; HORÁK-TERRA et al., 2015).

O Si, Al, K, Ti, Sr, Nb e Y são considerados indicadores de material mineral. As concentrações mais elevadas de Si, entre 10,91% e 65,64% (Figura 12 e Anexo C), refletem as características pedológicas da região, pois o quartzito é o principal material geológico da bacia hidrográfica que drena para a turfeira em pauta. Este material é altamente resistente ao intemperismo e tende a se concentrar nas frações grosseiras de areia. Por sua vez, os conteúdos de Al, K, Ti, Sr, Nb e Y (Figura 12, 13 e 14 e Anexo C) tendem a se concentrar em tamanhos de grãos mais finos e podem indicar deposição de poeira transportada de longas distâncias, apesar de que o Al, Ti e K estão presentes no filitos e filitos hematíticos, rochas que também

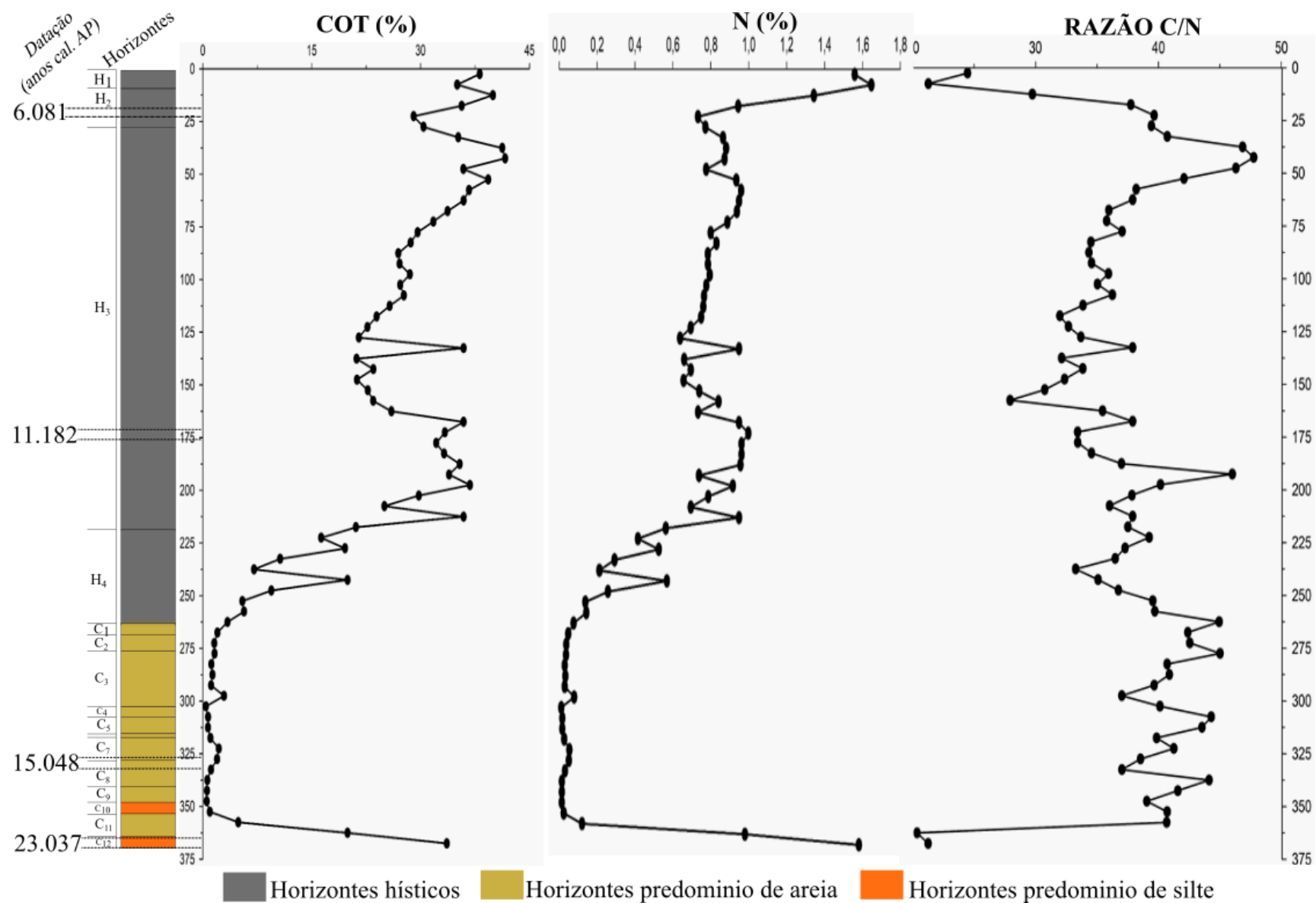


Figura 10 – Teores de COT, N e valor da razão C/N em profundidade.

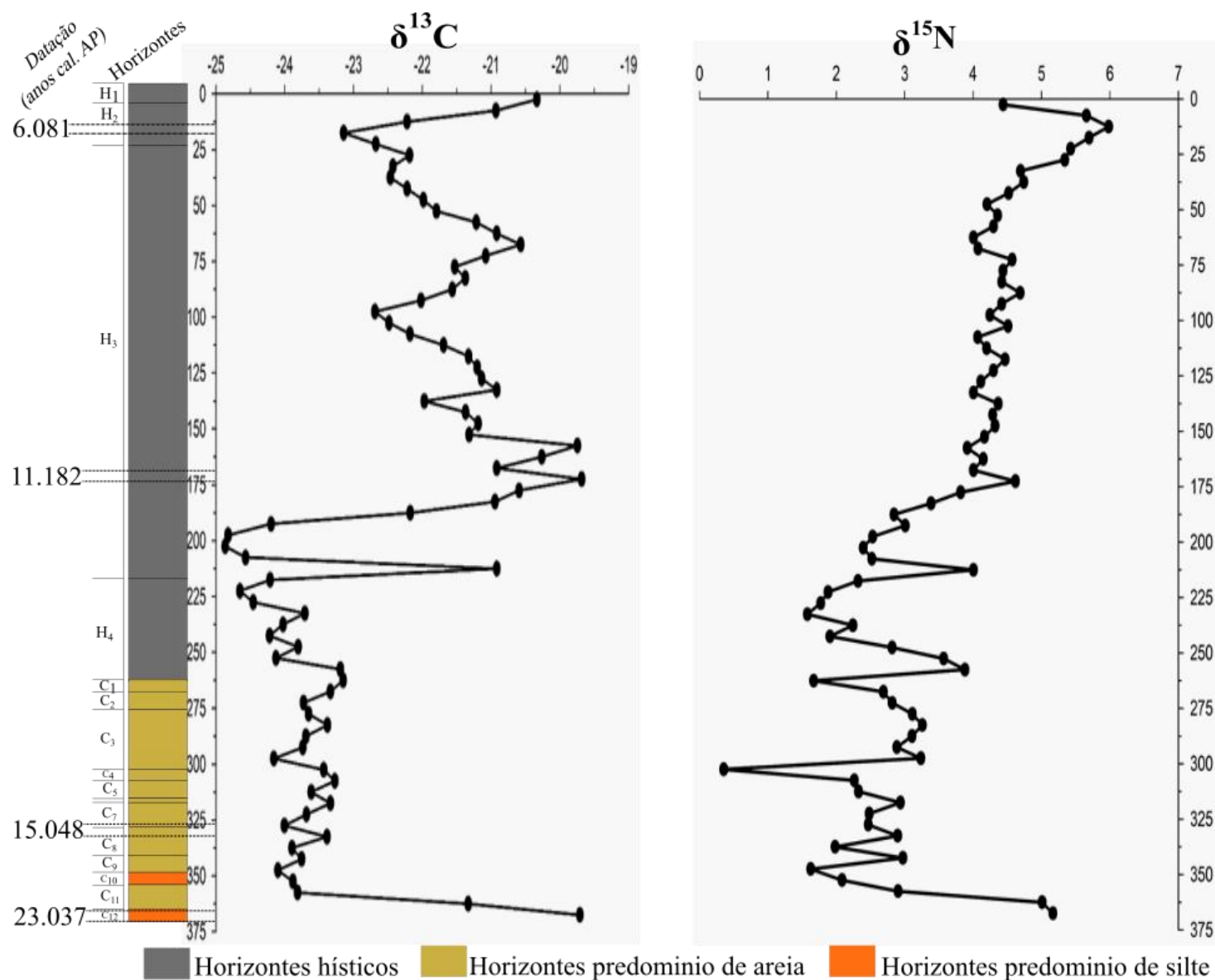


Figura 11 – Teores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ de amostras do testemunho coletadas a cada 5 cm de profundidade.

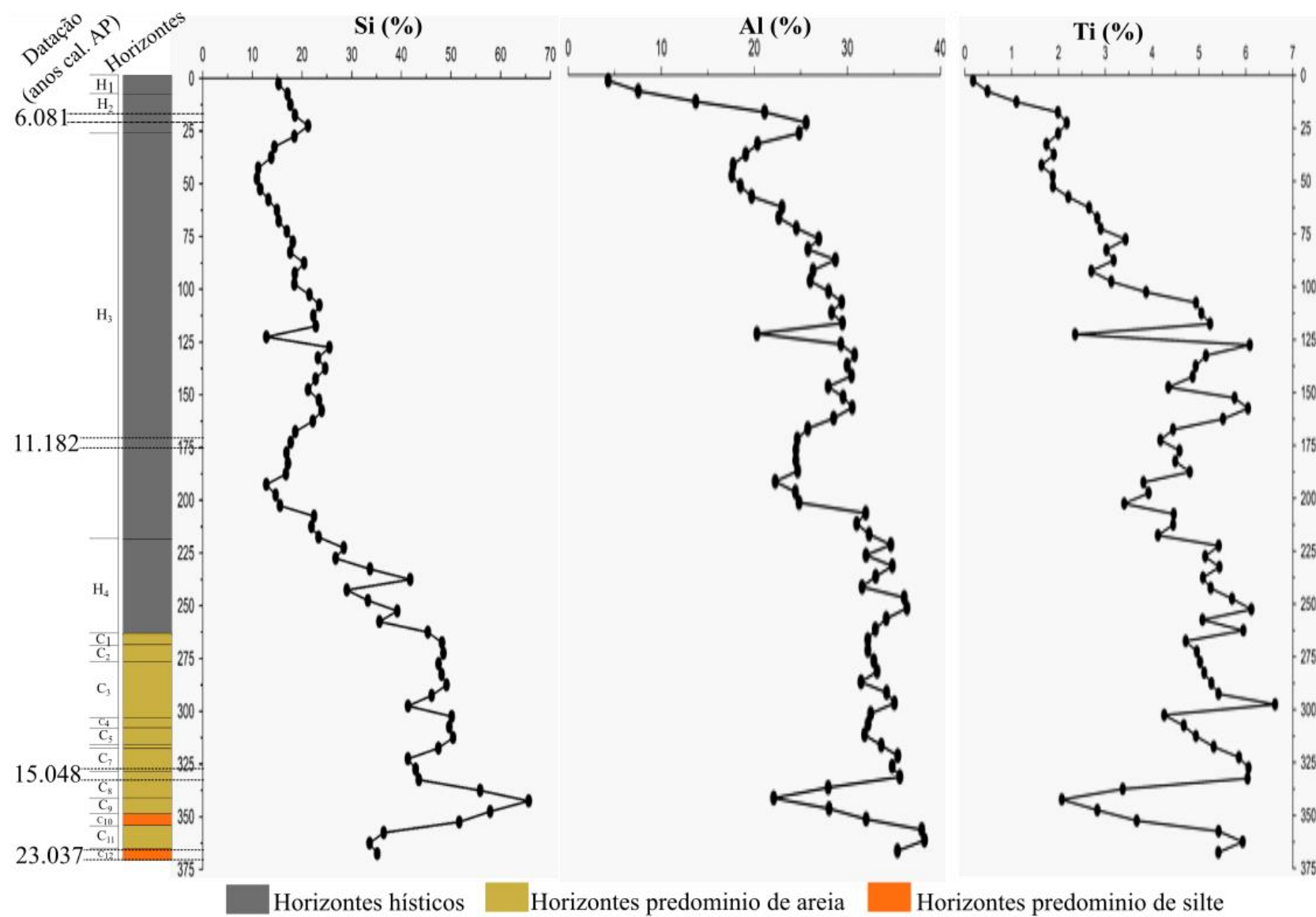


Figura 12 - Teores de Si, Al e Ti de amostras do testemunho coletadas a cada 5 cm de profundidade.

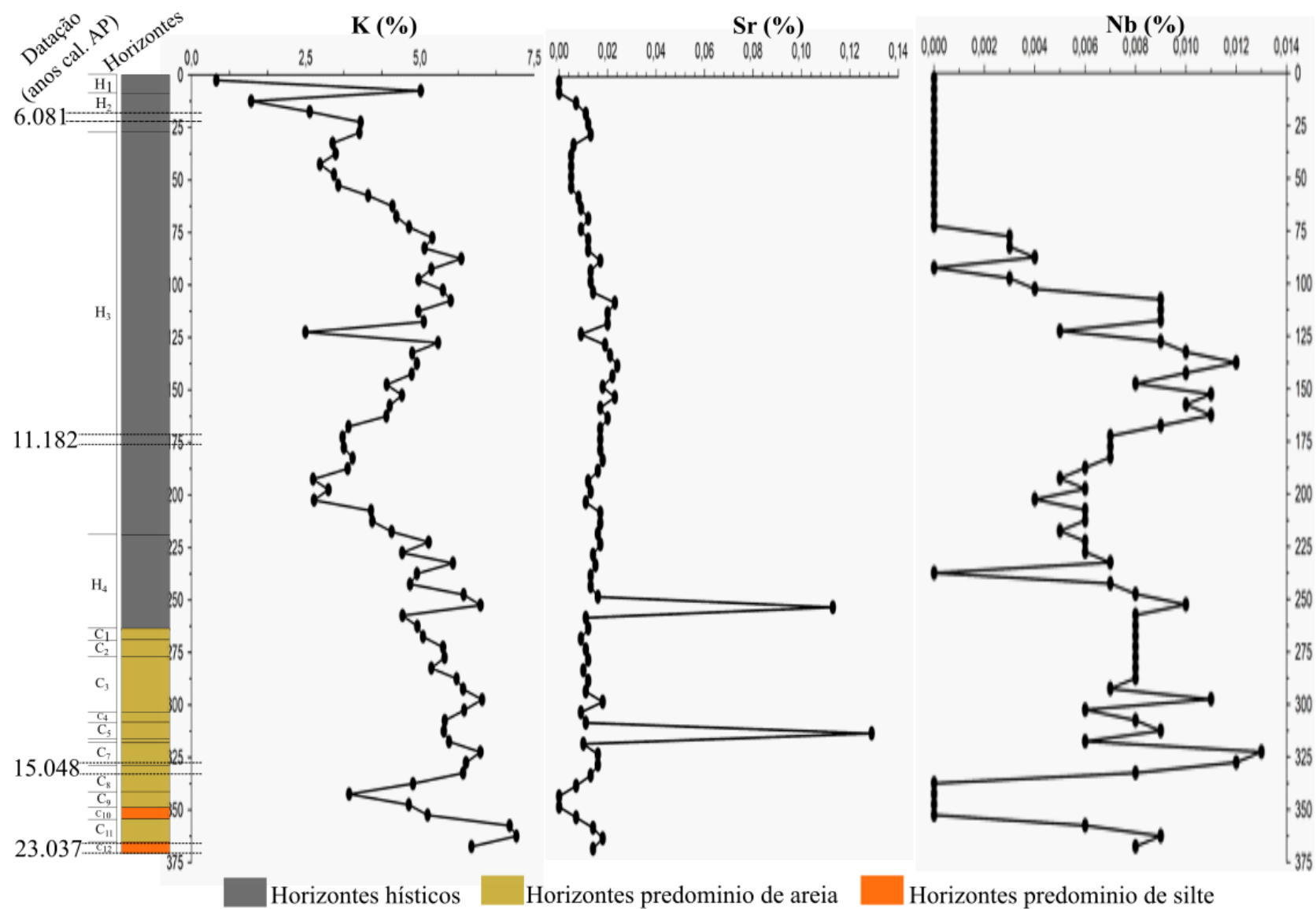


Figura 13 - Teores de K, Sr e Nb de amostras do testemunho coletadas a cada 5 cm de profundidade.

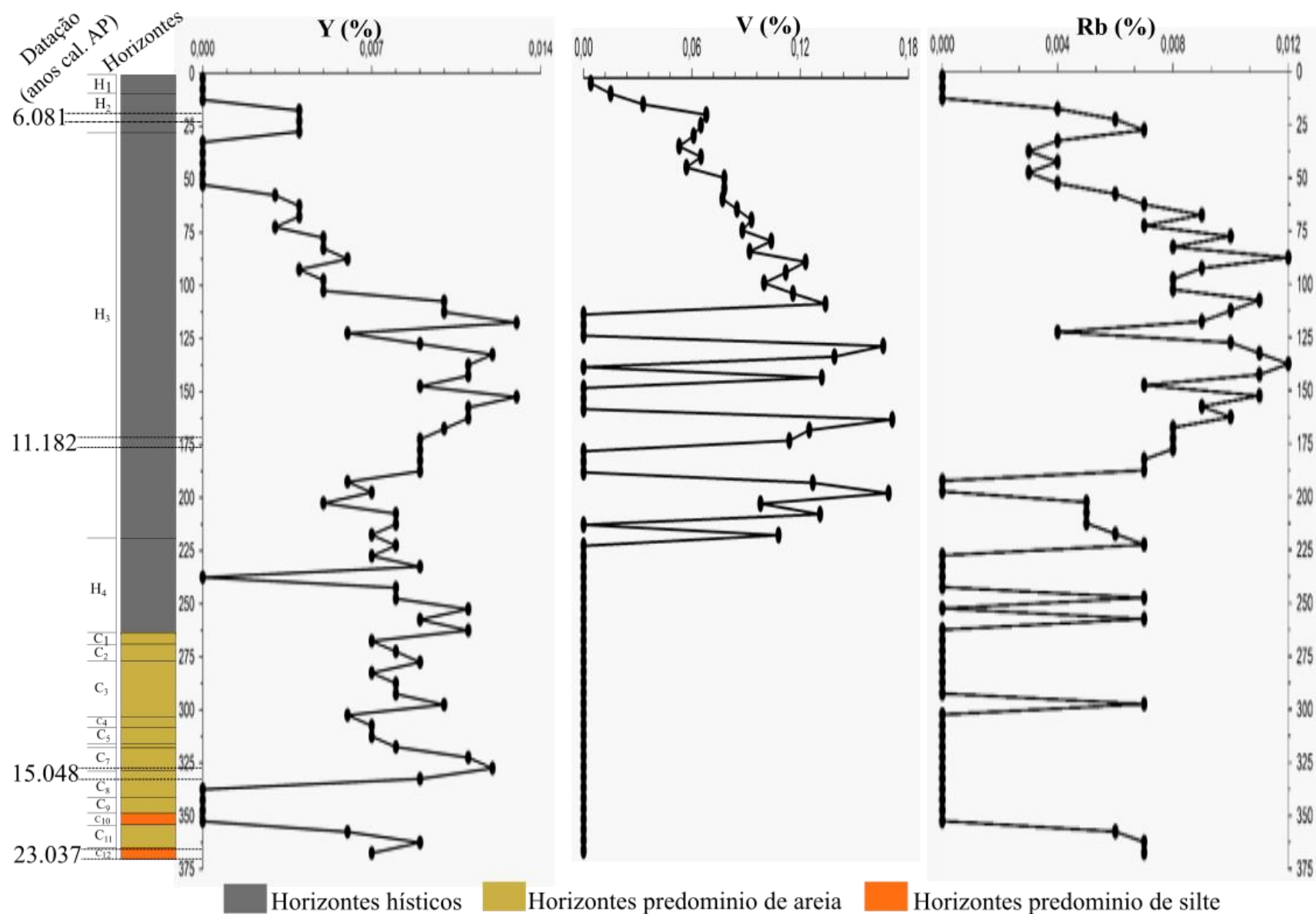


Figura 14 - Teores de Y, V e Rb de amostras do testemunho coletadas a cada 5 cm de profundidade.

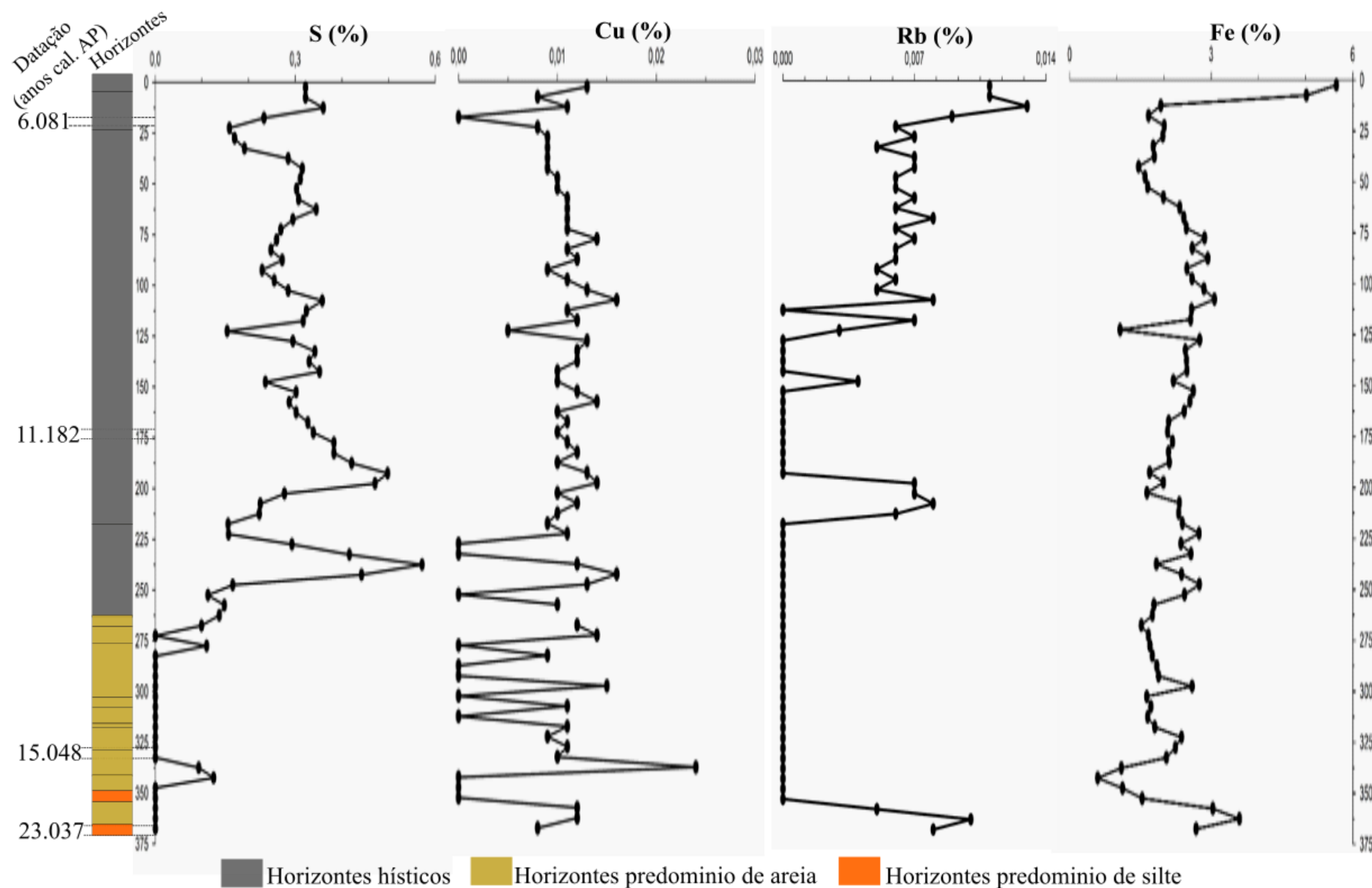


Figura 15 - Teores de S, Cu, Br e Fe de amostras do testemunho coletadas a cada 5 cm de profundidade.

embasam os solos da bacia hidrográfica que drena para a turfeira em pauta (TABOADA et al., 2006).

As concentrações de Fe variaram entre 0,6% e 5,65% (Figura 15 e Anexo C), este elemento apresenta comportamento redox (CHESWORTH et al., 2006) e é abundante nos filitos hematíticos e nos ferricretes encontrados na bacia hidrográfica que drena para a turfeira em pauta. A ocorrência de teores elevados de Fe pode sugerir condições úmidas, suficiente para remobilização do Fe (LIMA, 2015).

5.9 Palinologia do Testemunho

Nos oito níveis sedimentares estudados foram identificados 67 tipos polínicos, três tipos de esporos de briófitas, 17 tipos de esporos de samambaias e licófitas, oito tipos de algas e um tipo de dinoflagelado.

Os tipos esporos-polínicos, algas e pirrófitas foram enquadrados nos indicadores ambientais e fitofisionomias conforme Tabela 3.

Tabela 3: Listas dos tipos espora-polínicos, algas e dinoflagelados agrupados pelos tipos de fitofisionomias e indicadores ambientais ocorrentes na Serra do Espinhaço Meridional e indicadores ambientais.

Grupos	Táxons
Floresta Estacional Semidecidual	<i>Cybistax</i> (Bignoniaceae); <i>Dennstaedtiaceae</i> ; <i>Gaylussacia</i> (Ericaceae); <i>Hedyosmum</i> (Chloranthaceae); <i>Helicteres</i> (Malvaceae); <i>Ilex</i> (Aquifoliaceae); <i>Mikania obtusata</i> (Asteraceae); <i>Mimosa bimucronata</i> (Fabaceae - Mimosoideae); <i>Microgramma</i> (Polypodiaceae); <i>Sorocea</i> (Moraceae); <i>Spathiphyllum</i> (Araceae); <i>Xylophragma myrianthum</i> (Bignoniaceae).
Floresta Montana e Úmida	<i>Alnus</i> (Betulaceae); <i>Drimys</i> (Winteraceae); <i>Lophosoria</i> (Dicksoniaceae); <i>Myrsine</i> (Primulaceae); <i>Podocarpus</i> (Podocarpaceae); <i>Rhamnus</i> (Rhamnaceae).
Floresta Montana	<i>Galium</i> (Rubiaceae); <i>Weinmannia</i> (Cunnoniaceae).

(continua)

Tabela 3: Listas dos tipos esporo-polínicos, algas e dinoflagelados agrupados pelos tipos de fitofisionomias e indicadores ambientais ocorrentes na Serra do Espinhaço Meridional e indicadores ambientais.

Grupos	Táxons
Cerrado	<i>Diodia</i> (Rubiaceae); <i>Alchornea</i> (Euphorbiaceae); <i>Myrcia</i> (Myrtaceae); <i>Symplocos</i> (Symplocaceae); <i>Menispermaceae</i> ; <i>Schefflera</i> (Araliaceae); <i>Billbergia</i> (Bromeliaceae); <i>Trixis</i> (Asteraceae); <i>Byrsonima</i> (Malpighiaceae); <i>Hyptis</i> (Lamiaceae); <i>Chamaecrista</i> (Fabaceae – Caesalpinioideae); <i>Sebastiania</i> (Euphorbiaceae); <i>Solanum</i> (Solanaceae).
Cerrado – Mata	<i>Celtis</i> (Cannabaceae); <i>Trema</i> (Cannabaceae); <i>Zanthoxylum</i> (Rutaceae); <i>Tabebuia</i> (Bignoniaceae).
Mata	<i>Dioscorea</i> (Dioscoreaceae); <i>Amphilophium frutescens</i> (Bignoniaceae); <i>Fridericia dichotoma</i> (Bignoniaceae); <i>Tournefortia villosa</i> (Boraginaceae); <i>Serpocaulon</i> (Polypodiaceae); <i>Cyathea</i> (Cyatheaceae); <i>Adiantum</i> (Pteridaceae); <i>Bruchia</i> (Bruchiaceae); <i>Asplenium</i> (Aspleniaceae).
Pioneira de Floresta Secundária	<i>Tapirira</i> (Anacardiaceae); <i>Piper</i> (Piperaceae).
Mata e Campo Úmido	<i>Equisetum</i> (Equisetaceae); <i>Ophioglossum</i> (Ophioglossaceae); <i>Pityrogramma</i> (Pteridaceae); <i>Pteris</i> (Pteridaceae); <i>Blechnum</i> (Blechnaceae).
Campo	<i>Ambrosia</i> (Asteraceae); Poaceae; <i>Syngonium</i> (Araceae); <i>Gomphrena</i> (Amaranthaceae); <i>Buchnera lavandulacea</i> (Orobanchaceae); <i>Wahlenbergia</i> (Campanulaceae).
Campo Úmido	Cyperaceae; <i>Drosera</i> (Droseraceae); <i>Eryngium</i> (Apiaceae); <i>Sagittaria</i> (Alismataceae); <i>Typha</i> (Thyphaceae); <i>Utricularia</i> (Lentibulariaceae); <i>Baccharis</i> (Asteraceae); <i>Desmodium</i> (Fabaceae - Faboideae); <i>Doryopteris</i> (Pteridaceae); <i>Coelastrum</i> (Scenedesmaceae).
Campo Seco	<i>Borreria verticillata</i> (Rubiaceae); <i>Borreria latifolia</i> (Rubiaceae); <i>Eremanthus</i> (Asteraceae); <i>Polygala</i> (Polygalaceae); <i>Anemia</i> (Schizaeaceae).

(continua)

Tabela 3: Listas dos tipos espora-polínicos, algas e dinoflagelados agrupados pelos tipos de fitofisionomias e indicadores ambientais ocorrentes na Serra do Espinhaço Meridional e indicadores ambientais.

Grupos	Táxons
Campo Rupestre	Eriocaulaceae; <i>Xyris</i> (Xyridaceae); <i>Cuphea ericoides</i> (Lythraceae); <i>Berberis</i> (Berberidaceae); <i>Atractylodes</i> (Dicranaceae).
Mudanças na Hidrologia	<i>Botryococcus</i> (Botryococcaceae)
Águas Rasas	<i>Mougeotia</i> (Zygnemataceae); <i>Zygnema</i> (Zygnemataceae).
Erosão do Solo	<i>Pseudoschizea</i> (Zygnemataceae)
Clima Frio e Ventos Intensos	<i>Debarya</i> (Zygnemataceae)
Águas Superficiais Quentes	<i>Spiniferites</i> (Pirrôfitas - Dinophyceae)
(conclusão)	

Foram analisados os seguintes níveis:

-Nível 8 (370-371 cm):

Este nível apresentou 18 tipos polínicos identificados, além de 5 tipos de esporos de samambaias e licófitas (pteridófitas) e 4 tipos de algas, figuras 16 a 19.

A vegetação de Campo Úmido apresentou maior percentual, com 32,35% dos tipos esporos-polínicos, sendo composta por *Baccharis*, *Cyperaceae* e *Eryngium*. A vegetação de Campo apresentou 23,04% dos tipos espora-polínicos, sendo representada por Poaceae e *Buchnera lavandulacea*. 6,13% dos tipos espora-polínicos que ocorrem tanto na Mata quanto no Campo Úmido, sendo representados por *Ophioglossum* e *Blechnum*. A Floresta Estacional Semidecidual apresentou 4,65% dos tipos espora-polínicos, representada por *Gaylussacia*, *Helicteres*, *Mikania obtusata* e *Hedyosmum*. A vegetação de Mata apresentou 3,38% dos tipos espora-polínicos, composta por *Dioscorea* e *Serpocaulon*. O Campo Seco apresentou 2,75% dos tipos espora-polínicos representada por apenas *Eremanthus*. A vegetação de Cerrado e de Campo Rupestre apresentaram 2,11% dos tipos espora-polínicos, cada uma, sendo que a vegetação de Cerrado foi representada por *Symplocos*, e o Campo Rupestre por *Xyris* e *Berberis*. Os tipos espora-polínicos de Floresta Montana e Úmida e Floresta Montana perfizeram 1,48% e 0,63%, respectivamente. A Floresta Montana e Úmida foi representada por *Myrsine* e *Lophosoria*. A Floresta Montana foi representada por *Galium*.

Os indicadores ambientais de Águas rasas, Clima frio e Ventos intensos e Erosão do solo corresponderam a 9,73%, 8,88% e 0,85%, dos táxons encontrados, respectivamente. Os indicadores de Águas rasas foram representados pelas algas *Mougeotia* e *Zygnema*. Os de Clima frio e ventos intensos foram representados pela alga *Debarya*. Os de Erosão do solo foram representados pela alga *Pseudoschizea*.

Táxons de Ambientes diversos apresentaram 1,90% dos tipos esporo-polínicos, sendo representados por *Vernonia*, Melastomataceae e *Selaginella*.

Não foram encontrados tipos esporo-polínicos de vegetação Pioneira de Floresta Secundária, e indicadores ambientais de Mudanças na hidrologia e de Águas superficiais e quentes.

-Nível 7 (327-328 cm):

Este nível apresentou 25 tipos polínicos, 9 tipos de esporos de samambaias e licófitas, 1 tipo de briófitas e 5 tipos de algas figuras 16 a 19.

A vegetação de Campo apresentou 29,26% dos tipos esporo-polínicos, formada por Poaceae e *Buchnera lavandulacea*. A Floresta Estacional Semidecidual apresentou 19,33% dos tipos esporo-polínicos, sendo composta por *Gaylussacia*, *Mikania obtusata*, Dennstaedtiaceae e *Microgramma*. A vegetação de Campo Seco apresentou 14% dos tipos esporo-polínicos, sendo representada pela presença de *Eremanthus*. Os tipos esporo-polínicos tanto de Mata quanto de Campo Úmido apresentaram 10,23%, sendo representados por *Ophioglossum*, *Pityrogramma*, *Blechnum* e *Pteris*. O Campo Rupestre apresentou 6,46% dos tipos esporo-polínicos, sendo representado por Eriocaulaceae, *Xyris* e *Berberis*. O Campo Úmido apresentou 5,21% dos tipos esporo-polínicos, com Cyperaceae, *Eryngium*, *Typha*, *Utricularia* e *Baccharis*. A Floresta Montana e Úmida apresentou 3,23% dos tipos esporo-polínicos, sendo composta por *Myrsine*, *Drimys* e *Lophosoria*. A vegetação de Mata apresentou 2,33% dos tipos esporo-polínicos, sendo representada por *Dioscorea*, *Serpocaulon* e *Bruchia*. Já a Floresta Montana e a vegetação de Cerrado apresentaram 0,72% os tipos esporo-polínicos, cada uma. A Floresta Montana foi representada por *Galium* e *Weinmannia*. A vegetação de Cerrado foi representada por Menispermaceae, *Celtis* e *Tabebuia*.

Os indicadores de Mudanças na hidrologia, Águas rasas, Clima frio e ventos intensos e Erosão do solo corresponderam a 0,54%, 1,26%, 0,36% e 0,36%, respectivamente. O indicador de Mudanças na hidrologia foi representado pela alga *Botryococcus*. Os indicadores de Águas rasas foram representados pelas algas *Mougeotia* e *Zygnema*. Os indicadores de Clima frio e

ventos intensos foi representado pela alga *Debarya*. Já os indicadores de Erosão do solo foram representados pela presença da alga *Pseudoschizea*.

Táxons de Ambientes diversos apresentaram 5,39% dos tipos esporo-polínicos, sendo representados por *Vernonia*, *Melastomataceae*, *Psychotria*, *Rubiaceae* e *Selaginella*.

Não foram encontrados tipos esporo-polínicos de vegetação Pioneira de Floresta Secundária e indicadores ambientais e Águas superficiais e quentes.

-Nível 6 (314-315 cm):

Este nível apresentou 36 tipos polínicos, 10 tipos de esporos de samambaias e licófitas e 4 tipos de algas, figuras 16 a 19.

A vegetação de Campo apresentou 36,91% dos tipos esporo-polínicos, composta por *Poaceae* e *Buchnera lavandulacea*. A vegetação de Campo Úmido apresentou 16,43%, sendo composta por *Cyperaceae*, *Sagittaria*, *Baccharis* e *Doryopteris*. O Campo Rupestre apresentou 8,08% dos tipos esporo-polínicos, sendo representada por *Eriocaulaceae*, *Xyris*, *Berberis*. A Floresta Estacional Semidecidual apresentou 5,43% dos tipos esporo-polínicos, sendo representada por *Gaylussacia*, *Helicteres*, *Mikania obtusata*, *Hedyosmum*, *Sorocea* e *Microgramma*. A vegetação de Cerrado apresentou 3,34% dos tipos esporo-polínicos, sendo composta por *Alchornea*, *Myrcia*, *Symplocos*, *Trixis*, *Zanthoxylum*, *Hyptis*, *Chamaecrista* e *Solanum*. Os táxons tanto de Mata quanto de Campo Úmido perfizeram 1,39% dos tipos esporo-polínicos, representados por *Pityrogramma*, *Blechnum* e *Pteris*. A vegetação de Mata apresentou 1,11% formada por *Dioscorea*, *Tournefortia villosa* e *Adiantum*. A Floresta Montana e Úmida apresentou apenas 0,97% dos tipos esporo-polínicos, contando com a presença de *Myrsine*, *Rhamnus*, *Alnus* e *Lophosoria*. O Campo Seco apresentou apenas 0,84% dos tipos esporo-polínicos, sendo composta por *Borreria verticillata* e *Eremanthus*. As Pioneiras de Floresta Secundária abrangeram apenas 0,14% dos tipos esporo-polínicos, representadas pela presença de *Piper*.

Os indicadores de Clima frio e ventos intensos, Águas rasas e Erosão do solo corresponderam 5,71%, 3,20% e 0,28%, respectivamente. Os indicadores de Clima frio e ventos intensos registraram apenas a presença da alga *Debarya*. Os indicadores de Águas rasas foram representados pelas algas *Mougeotia* e *Zygnema*. Os indicadores de Erosão do solo foram representados apenas pela alga *Pseudoschizea*.

Táxons de Ambientes diversos apresentaram 16,16% dos tipos esporo-polínicos, sendo representados por *Bignoniaceae*, *Melastomataceae*, *Psychotria*, *Anemia*, *Selaginella* e *Alsophila capensis*.

Não foram encontrados indicadores ambientais de Mudanças na hidrologia e de Águas superficiais quentes.

-Nível 5 (270-271 cm):

Este nível apresentou 25 tipos polínicos, 11 tipos de esporos de samambaias e licófitas, 2 tipos de esporos de briófitas e 6 tipos de algas, figuras 16 a 19.

A vegetação de Campo apresentou 20,23% dos tipos espora-polínicos composta por Poaceae e *Buchnera lavandulacea*. Táxons correspondentes a vegetação de Campo Úmido representaram 14,34%, sendo representados por Cyperaceae, *Eryngium*, *Baccharis* e *Coelastrum*. O Campo Rupestre apresentou 11,44%, contando com a presença de Eriocaulaceae, *Xyris*, *Berberis* e *Atractylodes*. A Floresta Estacional Semidecidual apresentou 11,14% dos tipos espora-polínicos, composta por *Gaylussacia*, *Mikania obtusata*, *Hedyosmum*, *Sorocea* e *Microgramma*. O Campo Seco apresentou 7,33%, formada por *Borreria latifolia* e *Eremanthus*. Os táxons tanto de Mata e quanto do Campo Úmido apresentaram 5,28% dos tipos esporos-polínicos, sendo representados por *Pityrogramma*, *Blechnum* e *Pteris*. A vegetação de Mata apresentou 3,52% dos tipos espora-polínicos, formada por *Dioscorea*, *Serpocaulon*, *Cyathea*, *Adiantum* e *Bruchia*. A Floresta Montana e Úmida registrou 5,28% dos tipos espora-polínicos, composta por *Myrsine*, *Podocarpus* e *Lophosoria*. As Pioneiras de Floresta Secundária apresentaram 1,47% sendo representada por *Tapirira* e *Piper*. O Cerrado e a Floresta Montana apresentaram apenas 0,88% e 0,29%, respectivamente. A vegetação de Cerrado foi representada por *Chamaecrista* e *Sebastiania*. A Floresta Montana foi representada apenas por *Galium*.

Os indicadores ambientais de Erosão do solo, Águas rasas, Mudanças na hidrologia e Clima frio e ventos intensos corresponderam a 3,23%, 2,35%, 2,05% e 0,59%, respectivamente, dos táxons encontrados nesse nível. O indicador de Erosão do solo foi representado pela alga *Pseudoschizea*. Os indicadores de Águas rasas foram representados pelas algas *Mougeotia* e *Zygnema*. O indicador de Mudanças na hidrologia foi a alga *Botryococcus*. Já o indicador de Clima frio e ventos intensos foi representado pela alga *Debarya*.

Táxons de Ambientes diversos apresentaram 13,78% dos tipos espora-polínicos, sendo representados por *Vernonia*, Melastomataceae, *Psychotria*, *Selaginella* e *Alsophila capensis*.

Não foram encontrados tipos espora-polínicos de indicadores ambientais de Águas superficiais quentes.

-Nível 4 (169-170 cm):

Este nível apresentou 18 tipos polínicos, 5 tipos de esporos de samambaias e licófitas e 2 tipos de algas e 1 tipo de Dinoflagelado, figuras 16 a 19.

A vegetação de Campo representou 53,30% dos tipos espora-polínicos e foi composta por Poaceae e *Buchnera lavandulacea*. Os táxons da Mata e do Campo Úmido representaram 16,0% com a ocorrência de esporos de *Pityrogramma*. A Floresta Estacional Semidecidual, com 6,93%, contou com a presença dos tipos *Gaylussacia*, *Mikania obtusata*, Dennstaedtiaceae e *Microgramma*. A vegetação de Campo Úmido apresentou 7,59% e foi composta de Cyperaceae, *Drosera*, *Typha* e *Baccharis*. No Campo Seco, com 1,82% ocorreram *Borreria verticillata* e *Eremanthus*. A Floresta Montana e Úmida contou com 0,83% dos tipos espora-polínicos registrando apenas o tipo *Podocarpus*. A vegetação de Cerrado, com 0,83% dos tipos espora-polínicos, contou com a presença de *Celtis*. A vegetação de Mata também apresentou 0,83% dos tipos espora-polínicos e foi representada por *Dioscorea* e *Cyathea*. O Campo Rupestre, com 0,50% registrou apenas *Xyris*. A vegetação Pioneira de Floresta Secundária, com 0,17% dos tipos espora-polínicos, contou apenas com a presença de *Piper*.

O indicador de Mudanças na hidrologia, com 3,30% dos tipos espora-polínicos, foi a alga *Botryococcus*. O indicador de Erosão do solo, com 2,48% dos tipos espora-polínicos, foi representado pela alga *Pseudoschizea*. Já os indicadores de Águas superficiais e quentes, registraram 3,47% com a ocorrência do Dinoflagelado *Spiniferites*.

Táxons de Ambientes diversos contou com 1,98% dos tipos espora-polínicos, representados por *Vernonia*, Melastomataceae e *Psychotria*.

Não foram encontrados tipos espora-polínicos de vegetação de Floresta Montana, e dos indicadores ambientais de Águas rasas e Clima frio e ventos intensos.

-Nível 3 (49-50 cm):

Este nível contou com a presença de 24 tipos polínicos, 5 tipos de esporos de samambaias e licófitas e 2 tipos de algas, figuras 16 a 19.

A vegetação de Floresta Estacional Semidecidual, com 14,02% dos tipos espora-polínicos, foi representada pela *Mikania obtusata*, *Hedyosmum*, *Ilex*, *Mimosa bimucronata*, *Sorocea*, *Spathiphyllum* e *Microgramma*. A vegetação de Cerrado, apresentando 4,43% foi composta por *Myrcia*, *Schefflera*, *Billbergia*, *Trixis*, *Celtis* e *Trema*. A vegetação de Mata apresentou 1,85% dos tipos espora-polínicos, com a presença de *Dioscorea*, *Amphilophium frutescens*, *Fridericia dichotoma*, *Serpocaulon* e *Adiantum*. Táxons da Mata e do Campo Úmido, com 9,59% dos tipos espora-polínicos, contou com *Equisetum*. A vegetação de Campo,

com 57,93% dos tipos esporo-polínicos, apresentou Poaceae e *Buchnera lavandulacea*. O Campo Úmido, com 3,69% dos tipos esporo-polínicos, foi representado por Cyperaceae, *Typha* e *Baccharis*. O Campo Seco registrou 1,11% dos tipos esporo-polínicos com *Borreria verticillata*. O Campo Rupestre apresentou 3,69% dos tipos esporo-polínicos devido a presença de *Xyris* e *Cupheaericoides*.

O indicador ambiental de Águas rasas com 0,37% foi a alga *Mougeotia*. Já o indicador de Erosão do solo (1,11%) foi representado pela alga *Debarya*.

Táxons de Ambientes diversos com 2,21% dos tipos esporo-polínicos foram representados apenas por *Melastomataceae*.

Não foram encontrados tipos esporo-polínicos de vegetação de Floresta Montana, Floresta Montana e Úmida, Pioneiras de Floresta Secundária, indicadores ambientais de Mudanças na hidrologia, Águas superficiais e quentes e de Clima frio e ventos intensos.

-Nível 2 (18-19 cm):

Este nível contou com a presença de 26 tipos polínicos, 10 tipos de esporos de samambaias e licófitas, 1 tipo de esporo de Briófitas, 5 tipos de algas e 1 tipo de Dinoflagelado, figuras 16 a 19.

A Floresta Estacional Semidecidual apresentou 26,51% dos tipos esporo-polínicos, registrou a presença de *Gaylussacia*, *Mikania obtusata*, *Hedyosmum*, *Sorocea*, *Spathiphyllum* e *Dennstaedtiaceae*. A Floresta Montana e Úmida, com 0,86% dos tipos esporo-polínicos, contou com *Lophosoria*. A Floresta Montana com 0,22% contou com apenas *Galium*. A vegetação de Cerrado, com 3,88% dos tipos esporo-polínicos, foi composta por *Alchornea*, *Myrcia*, *Trixis* e *Byrsonima*. A vegetação de Mata, apresentando 3,22%, registrou a ocorrência de *Dioscorea*, *Serpocaulon*, *Cyathea* e *Bruchia*. Táxons de Mata e do Campo Úmido com 22,63% dos tipos esporo-polínicos, apresentaram os tipos *Equisetum*, *Ophioglossum* e *Pteris*. A vegetação de Campo apresentou 24,14% dos tipos esporo-polínicos, registrando a presença de Poaceae, *Buchnera lavandulacea* e *Wahlenbergia*. O Campo Úmido, com 10,13% dos tipos esporo-polínicos, foi composto por Cyperaceae, *Drosera*, *Typha*, *Baccharis* e *Desmodium*. O Campo Seco, com 0,86% dos tipos esporo-polínicos, registrou a ocorrência de *Eremanthus* e *Polygala*. O Campo Rupestre, com 0,65% dos tipos esporo-polínicos, contou com a presença de *Xyris* e *Cuphea ericoides*.

O indicador de Mudanças na hidrologia (1,08%) foi representado pela alga *Botryococcus*. Os indicadores de águas rasas (0,65%) foram as algas *Mougeotia* e *Zygnema*.

Indicador de Clima frio e ventos intensos (0,65%) foi a alga *Debarya*. O indicador de Erosão do solo (1,29%) foi a alga *Pseudoschizea*.

Táxons de Ambientes diversos (3,02%) corresponderam a *Vernonia*, Melastomataceae, *Psychotria* e *Selaginella*.

Não foram encontrados tipos esporo-polínicos de Pioneira de Floresta Secundária.

-Nível 1 (0-1 cm):

Este nível registrou a presença de 29 tipos polínicos, 2 tipos de esporos de samambaias e licófitas, 2 tipos de Briófitas e 2 tipos de algas e 1 tipo de Dinoflagelado.

A Floresta Estacional Semidecidual, com 26,39% dos tipos esporo-polínicos, registrou a ocorrência de *Gaylussacia*, *Mikania obtusata*, *Hedyosmum*, *Sorocea* e *Spathiphyllum*. A Floresta Montana e Úmida apresentou 1,85% dos tipos esporo-polínicos, contando com presença de *Myrsine*. Já a Floresta Montana com 2,31% dos tipos esporo-polínicos, registrou a presença de *Galium* e *Weinmannia*. A vegetação de Cerrado com 4,63% dos tipos esporo-polínicos, foi composta por *Diodia*, *Alchornea*, *Myrcia*, *Trixis* e *Byrsonima*. A vegetação de Mata apresentou 1,85% devido a ocorrência de *Tournefortia villosa*, *Bruchia* e *Asplenium*. A vegetação Pioneira de Floresta Secundária com 2,31% dos tipos esporo-polínicos, contou com *Piper*. O Campo, com 40,28% dos tipos esporo-polínicos, apresentou Poaceae e *Syngonium*. O Campo Úmido com 6,48% dos tipos esporo-polínicos, registrou a presença de Cyperaceae, *Drosera*, *Typha* e *Baccharis*. O Campo Seco com 2,31%, foi representado por *Borreria verticillata*, *Borreria latifolia* e *Eremanthus*. O Campo Rupestre, apresentando também 2,31% dos tipos esporo-polínicos, registrou *Xyris* e *Cuphea ericoides*. Já os táxons de Mata e do Campo Úmido com 4,17%, registrou a ocorrência de *Blechnum*.

O indicador de Mudanças na hidrologia (1,39%) foi representado pela alga *Botryococcus*. O táxone de Clima frio e ventos intensos (0,46%) foi representado pela alga *Debarya*. O indicador de Águas superficiais quentes (0,93%), foi o dinoflagelado *Spiniferites*.

Taxa de Ambientes diversos apresentaram 2,31% dos tipos esporo-polínicos, e contou com os tipos *Vernonia*, Melastomataceae, *Psychotria* e tipo Bryophyta 1.

Não foram encontrados indicadores ambientais de Águas rasas.

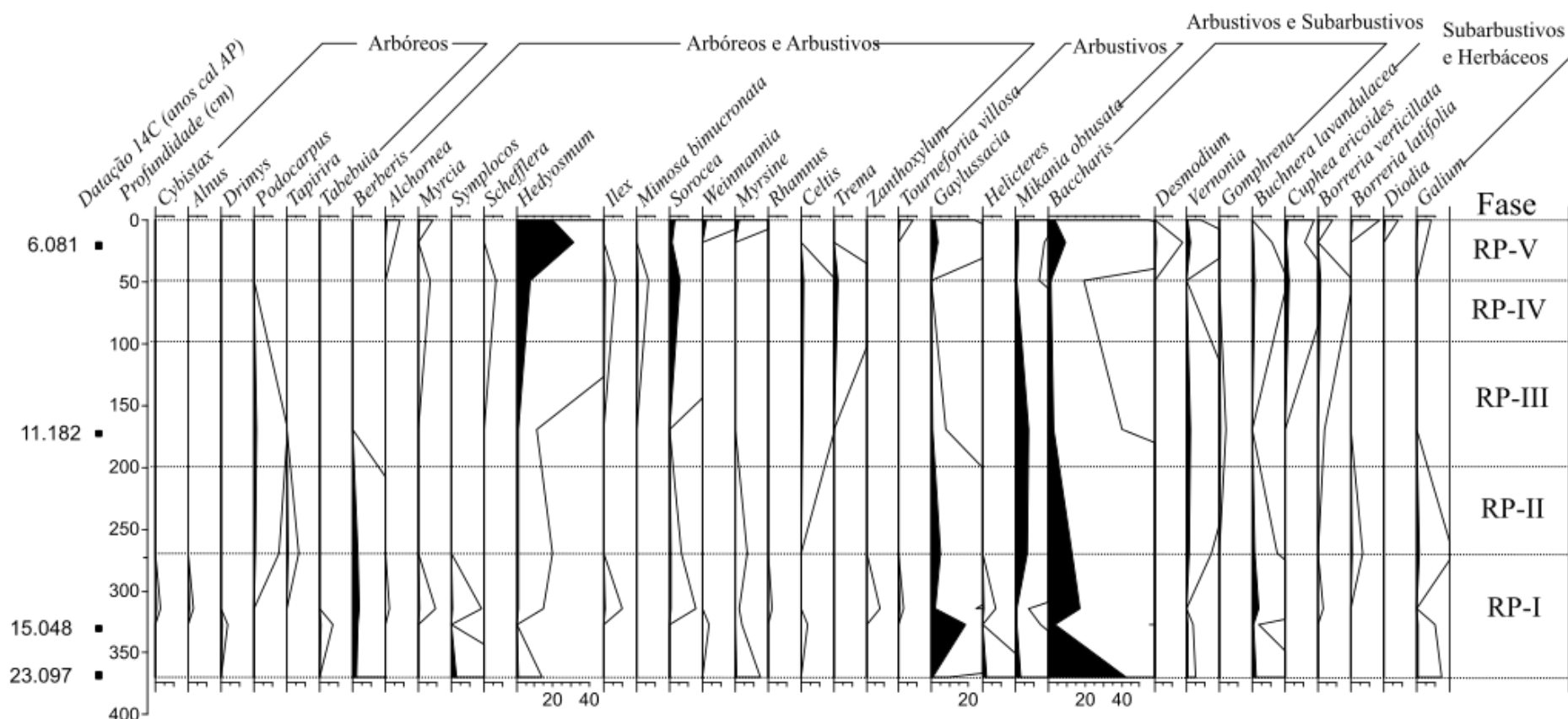


Figura 16 - Digrama palinológico de porcentagem dos indicadores regionais dos tipos polínicos arbóreos, arbóreos e arbustivos, arbustivos, arbustivos e subarbustivos e subarbustivos e herbáceos encontrados no testemunho da turfeira do Rio Preto. As silhuetas cheias mostram as curvas de porcentagens, enquanto que as silhuetas abertas mostram as curvas de exagero de 30x.

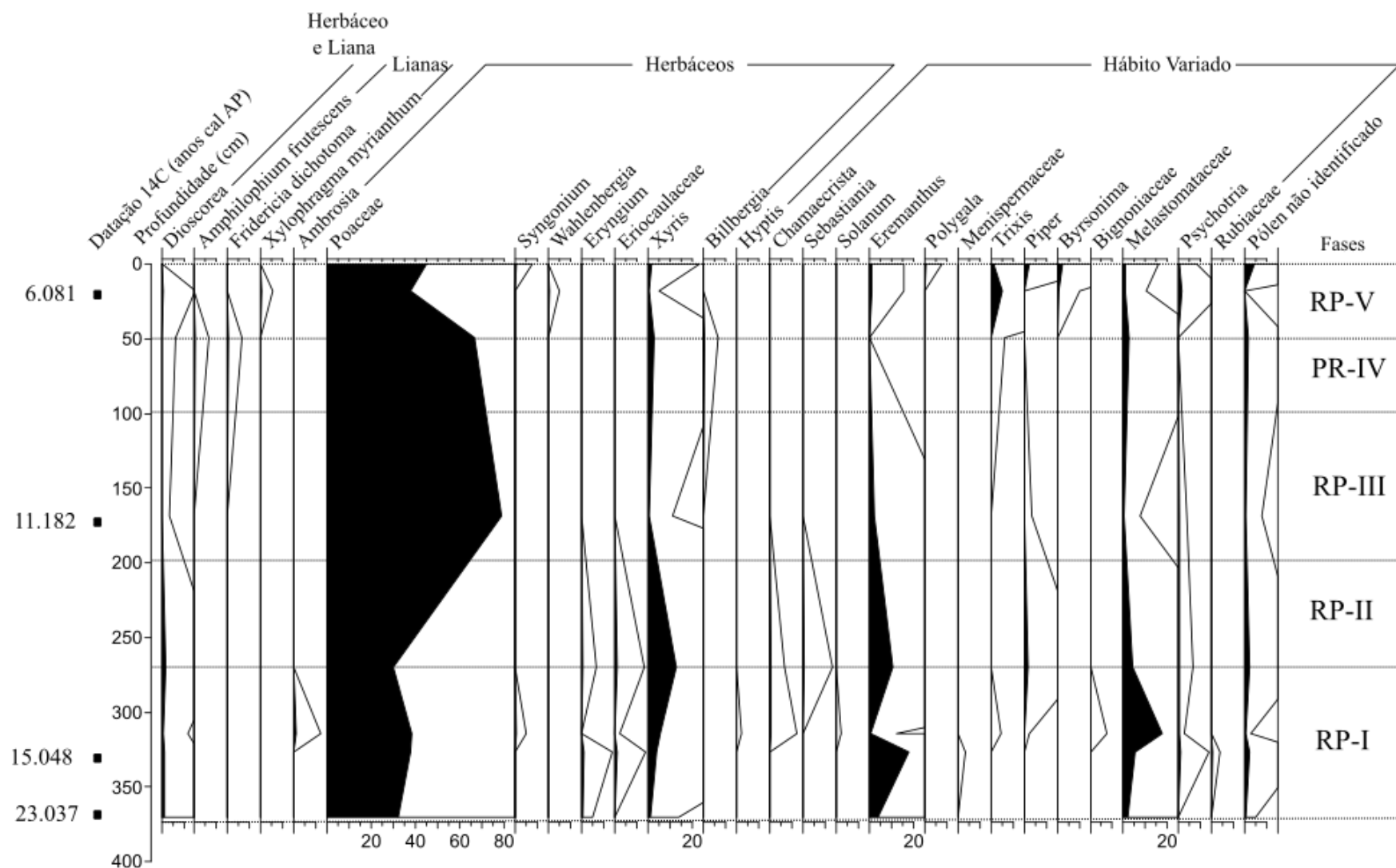


Figura 17 - Digrama palinológico de porcentagem dos indicadores regionais dos tipos polínicos herbáceo e liana, lianas, herbáceo, hábito variado e pólen não identificado encontrados no testemunho da turfeira do Rio Preto. As silhuetas cheias mostram as curvas de porcentagens, enquanto que as silhuetas abertas mostram as curvas de exagero de 30x.

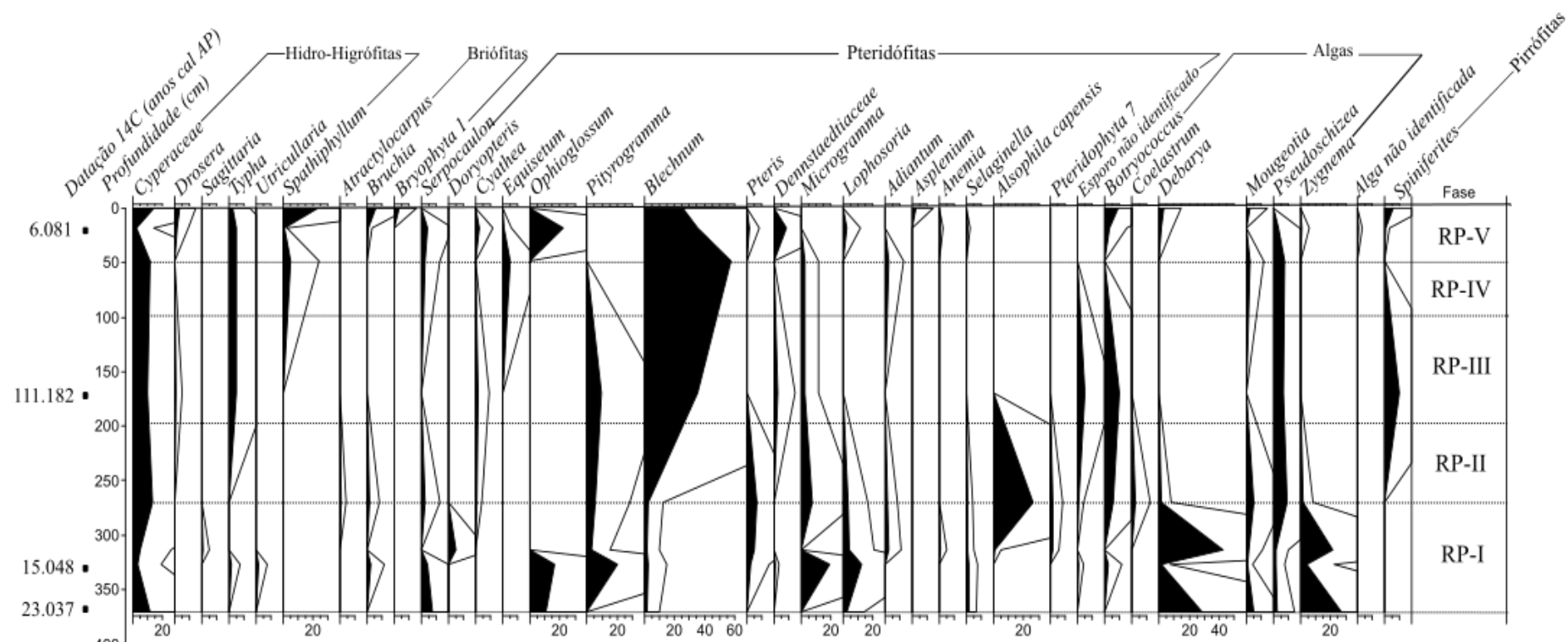


Figura 18 - Digrama palinológico de porcentagem dos indicadores locais (hidro-higrófitas, briófitas, pteridófitas, algas e pirrófitas) encontrados no testemunho da turfeira do Rio Preto. As silhuetas cheias mostram as curvas de porcentagens, enquanto que as silhuetas abertas mostram as curvas de exagero de 5x.

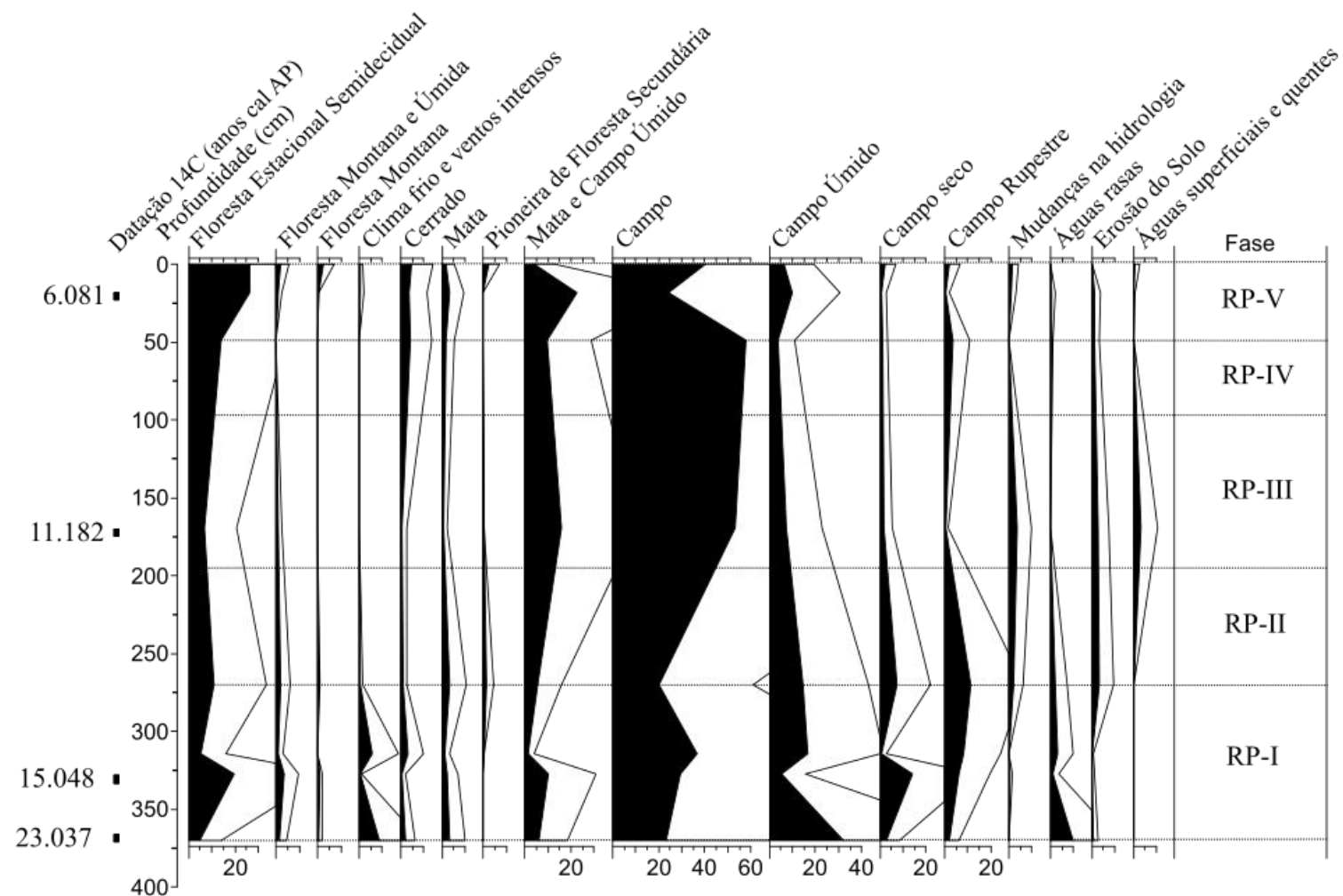


Figura 19 - Diagrama palinológico de porcentagem dos tipos de fisionomias regionais e dos indicadores ambientais do testemunho da turfeira do Rio Preto. As silhuetas cheias mostram as curvas de porcentagens, enquanto que as silhuetas abertas mostram as curvas de exagero de 3x.

5.10 Composição Geoquímica

A Análise de Componentes Principais (ACP) resultou em quatro componentes que explicam 78,24% da variação total da composição geoquímica da turfeira (Tabela 4 e Figura 20).

O primeiro componente, CP1, explica 45,59% da variação, mostrando o C, N, H, S, V e Rb com cargas positivas altas; O, Cu, Br e $\delta^{15}\text{N}$, com cargas positivas moderadas e o Si com cargas negativas elevadas. Os elementos com cargas positivas são constituintes da matéria orgânica (C, N, H, O, S, V) ou ligados a ela (Rb, Cu e Br), e seus teores vão variar conforme o conteúdo de MOS da camada da turfeira (BLASER et al., 2000; BIESTER; MARTÍNEZ CORTIZAS; KEPPLER, 2006; WEI et al., 2012). O Br tem como principal fonte os oceanos. Ele atinge o solo por precipitação e se acumula nos compostos organo-halogenados (BIESTER; MARTÍNEZ CORTIZAS; KEPPLER, 2006).

Por sua vez, o Si é um indicativo do material mineral da turfeira. Tendo em vista que o quartzo é o principal material geológico da bacia hidrográfica, os teores de Si provavelmente estão relacionados a quantidade de quartzo transportada dos solos da bacia a turfeira. As cargas opostas do CP1 indicam que à medida que o conteúdo de material mineral aumenta, o teor de matéria orgânica diminui, sugerindo um efeito de diluição. Este resultado corrobora com os encontrados em outros registros de turfeiras (WEISS et al., 2002; WEI et al., 2012) incluindo turfeiras da SdEM (HORÁK-TERRA et al., 2014; HORÁK-TERRA et al., 2015).

Portanto, pode-se inferir que a CP1 é um indicador de sinal local. Os períodos de estabilidade na bacia hidrográfica proporcionaram um maior acúmulo de matéria orgânica, enquanto que em condições instáveis (episódios de erosão) maiores quantidades de material mineral grosseiro (quartzo do quartzito) foram transportadas para turfeira (fator negativo das pontuações), aumentando, assim, os teores de Si e reduzindo o conteúdo de MOS e dos elementos ligados a ela.

O segundo componente, CP2, explica 20,38% da variância e mostra elevada carga positivas para o Al, Ti, Sr, Y e Nb e carga moderada também positiva para o K. Esses elementos também são característicos do material mineral da turfeira. O Al, K, Ti, Sr, Nb e Y são elementos associados a partículas muito finas, podendo estar relacionados com deposição de poeira transportada pelo vento (SCHUETZ, 1989; MARGALEF et al., 2014; TABOADA et al., 2006). Como os quartzitos possuem baixas concentrações dos elementos característicos do CP2, esta componente pode representar um sinal de poeira regional, visto que os elementos a que a compõe são facilmente mobilizados pela erosão eólica, apesar do filitos e filitos hematíticos,

encontrados na litologia da local, apresentarem maiores concentrações de Al, Ti e K (MARGALEF et al., 2014; LIU et al., 2016).

Tabela 4 - Cargas de fatores para os quatro componentes extraídos pela PCA usando a composição geoquímica da turfeira do Rio Preto

	CP1	CP2	CP3	CP4
C	0,918	-0,047	0,254	0,171
N	0,894	-0,245	0,133	0,199
H	0,922	-0,168	0,228	0,037
O	0,688	-0,559	0,094	0,167
Si	-0,922	0,241	-0,131	-0,058
S	0,819	-0,092	-0,035	-0,271
Cu	0,493	0,097	0,244	0,265
Br	0,516	-0,440	0,176	0,439
V	0,733	-0,221	0,011	0,066
Rb	0,704	0,292	0,069	0,413
$\delta^{15}\text{N}$	0,502	-0,289	0,493	-0,018
Al	-0,345	0,847	-0,300	0,089
H	-0,434	0,655	-0,072	0,235
Ti	-0,264	0,927	-0,201	0,012
Sr	0,198	0,841	-0,012	0,014
Nb	-0,211	0,804	0,306	-0,094
Y	0,005	0,852	0,298	-0,023
Fe	0,219	0,138	0,874	0,189
$\delta^{13}\text{C}$	0,110	0,028	0,100	0,868
¹Autov.	8,661	3,873	1,279	1,051
²Var. (%)	45,586	20,384	6,734	5,534

¹Autovalor inicial; ²Variância.

Portanto, aumento nas pontuações da CP2 são indicativos da estabilidade da bacia hidrográfica (HORÁK-TERRA et al., 2014; HORÁK-TERRA et al., 2015).

O terceiro componente, CP3, explica 6,74% da variância, tendo o Fe como único elemento, apresentando elevadas cargas positivas. O Fe apresenta um comportamento redox forte, e sua ocorrência pode indicar maior precipitação, sendo remobilizado sob condições anóxicas (STEINMANN e SHOTYK, 1997; CHESWORTH et al, 2006).

O quarto componente, CP4, explica 5,53% da variância e é representado pela elevada carga do sinal isotópico do $\delta^{13}\text{C}$. O $\delta^{13}\text{C}$ também apresenta uma proporção significativa de sua variação no CP1, e sua carga positiva indica que sua composição isotópica é dependente do conteúdo de MOS. Portanto, CP4 representa um sinal da evolução da cobertura vegetal (MARGALEF et al., 2013).

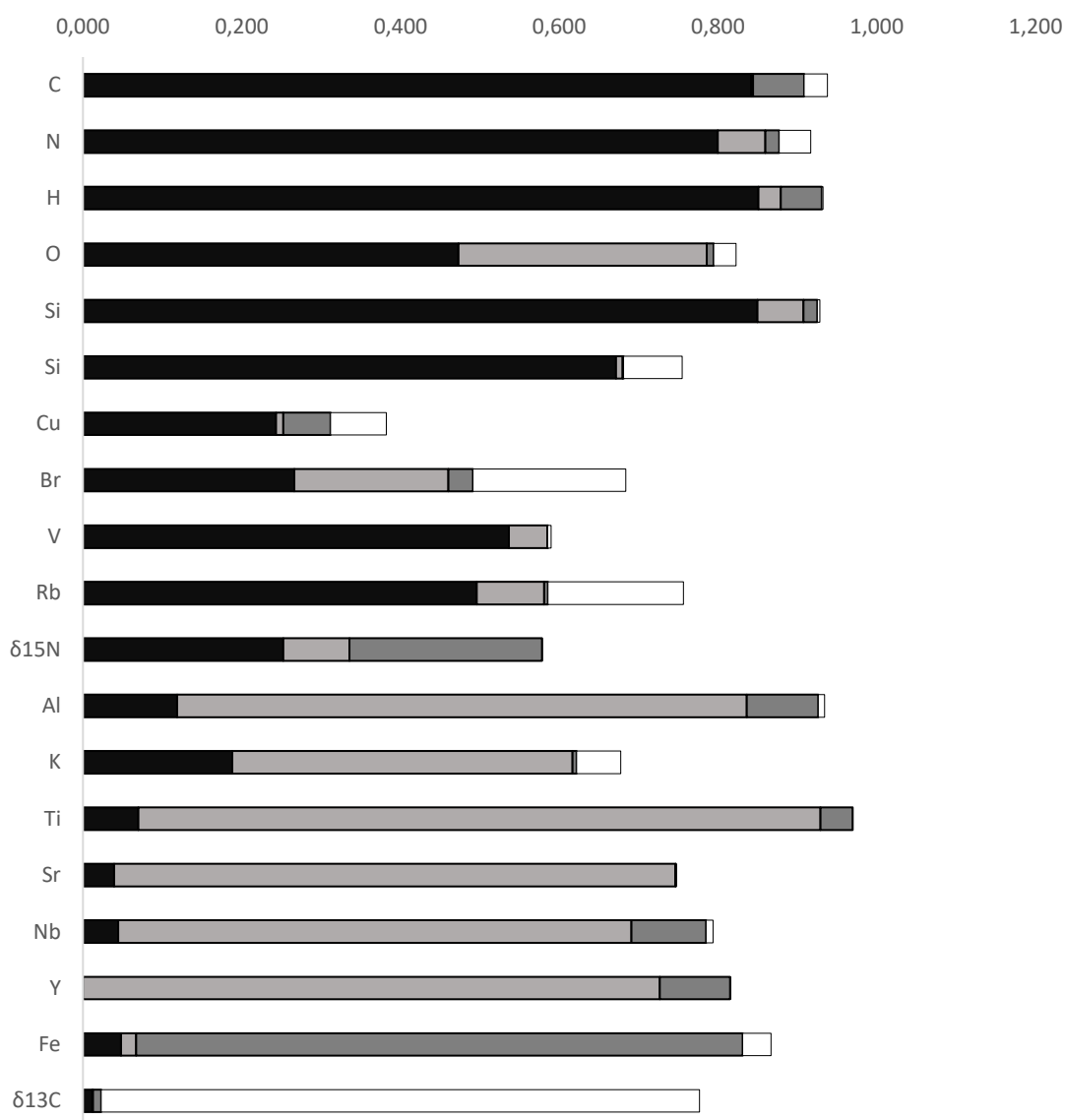


Figura 20. Fracionamento das cumulidades das variáveis geoquímicas utilizadas na PCA das amostras da turfeira do Rio Preto. A comulidade de cada variável corresponde ao comprimento total da barra. As variáveis são ordenadas pelo componente com maior parcela de variância.

A estratigrafia do testemunho da turfeira do Rio Preto está de acordo com as variações do CP1 (Figura 21). Os valores mais baixos são encontrados nos horizontes minerais, indicando maior participação do material mineral, principalmente o quartzo. Ainda que o primeiro horizonte orgânico (H₄) mostre um ligeiro aumento do CP1, os valores no início do horizonte (entre as profundidades de 265 cm e 225 cm) ainda são negativos, indicando uma influência do material mineral. De 225 a 10 cm os valores permanecem positivos, indicando um aumento na acumulação de matéria orgânica, e uma diminuição no fluxo de material mineral na bacia. A

partir de 10 cm até a superfície os valores novamente se tornam negativos, apontando um aumento no teor do material mineral.

As variações das pontuações no CP2 também estão em consonância com a estratigrafia do testemunho da turfeira (Figura 21). Os valores mais baixos encontrados nos horizontes minerais são indicativos pouca contribuição de poeira regional, com exceção de um pico na profundidade de 295-300 cm. Entre as profundidades de 265 cm e 75 cm os valores permanecem positivos com poucas variações. No entanto, nas profundidades de 235-240 cm e 120-125 cm ocorre uma diminuição nas pontuações. A partir de 75 cm até a superfície os valores se tornam negativos, registrando as menores pontuações do testemunho, indicando uma menor contribuição de poeira regional.

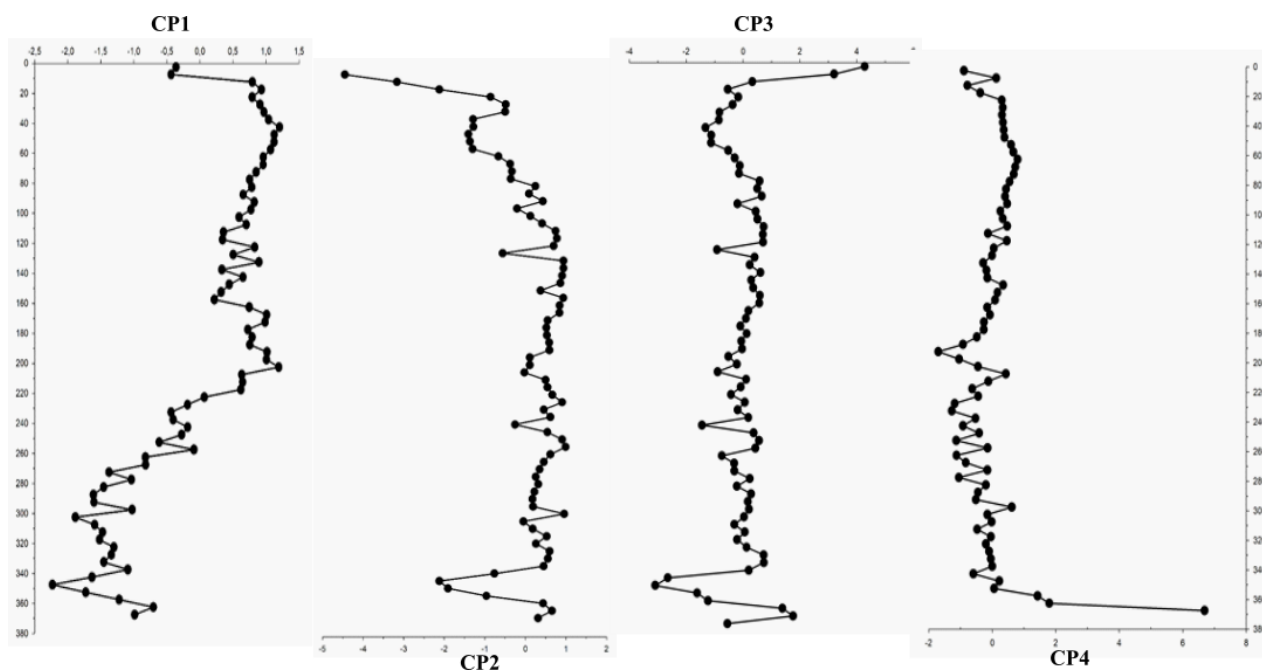


Figura 21 - Escores das quatro componentes principais da composição geoquímica do testemunho da turfeira do Rio Preto

As pontuações do CP3 se mostram bastante irregular, apresentando valores elevados entre 365 cm e 355 cm e nos 15 cm superficiais. As concentrações mais elevadas de Fe tendem a se relacionarem com condições mais úmidas, sugerindo mudanças nas condições redox.

O sinal isotópico registrado no CP4 indica um pico na base do testemunho. Entre 365 cm e 160 cm há uma diminuição nos valores, a partir de 160 cm a 20 cm os valores aumentam, e nos 20 cm superficiais os valores tornam a cair. Os teores de $\delta^{13}\text{C}$ sugerem uma mudança na comunidade de plantas formadoras da turfeira, de plantas C3 para C4.

5.11 Cronologia das Mudanças Paleoambientais

Com base na combinação dos dados palinológicos, do sinal isotópico e das concentrações elementares das amostras da turfeira do Rio Preto, foi possível definir cinco fases de mudanças paleoambientais.

Fase I (RP-I) – 371 até 272 cm, corresponde ao período entre ~23.000 anos cal. AP. a ~13.500 anos cal. AP (idade interpolada), Pleistoceno Tardio.

Na RP-I observa-se um elevado conteúdo de material inorgânico e sua composição geoquímica sugere grande entrada de quartzo (material mineral local), indicando condições de instabilidade (episódios de erosão). Neste período há pouco indício de deposição de poeira regional (baixa pontuação CP2). O sinal isotópico empobrecido do $\delta^{13}\text{C}$ (média de -23,39‰) e do $\delta^{15}\text{N}$ (média de +2,73‰) em conjunto com a razão C/N (média de 38,86), sugerem um predomínio de plantas C3, o que está em consonância com os resultados palinológicos.

A vegetação foi dominada pela Floresta Estacional Semidecidual, Floresta Montana, Floresta Montana e Úmida e pelo Campo Úmido, indicando um clima mais úmido e frio do que o atual. A Floresta Estacional Semidecidual foi representada pelos táxons *Hedyosmum*, *Gaylussacia*, *Helicteres*, *Mikania obtusata* e *Sorocea*. Para a Floresta Montana e Floresta Montana e Úmida houve a ocorrência de *Galium*, *Weinmannia*, *Myrsine*, *Alnus*, *Drimys* e *Rhamnus*. O Campo Úmido contou com a presença de taxa de *Baccharis* e *Eryngium*. Vegetação típica de Cerrado (*Alchornea*, *Symplocos*, *Chamaecrista* e *Myrcia*) e Mata (*Dioscorea* e *Serpocaulon*), também estavam presentes, sendo a maioria higrófila.

Verificou-se também a presença dos indicadores ambientais de Clima frio e ventos intensos (alga *Debarya*) e de Águas rasas (algas *Mougeotia* e *Zygnema*), sugerindo um clima frio e úmido. A presença de *Pseudoschizea* reforça os indícios de episódios de erosão durante este período.

A combinação de todos os proxies sugere condições de clima úmido e muito frio, além de grande instabilidade na bacia devido a ocorrência de episódios de erosão. No entanto, neste intervalo houve a presença de taxa de Campo Seco (*Eremanthus*) e Campo Rupestre (*Xyris* e *Berberis*) indicando que nesta fase poderia ter ocorrido períodos de clima mais quente e seco, principalmente no início da RP-I.

Fase II (RP-II) – 272 até 197 cm, corresponde ao período entre ~13.500 anos cal. AP a ~11.700 anos cal. AP (idades interpoladas), final do Pleistoceno.

Na RP-II ocorre o aumento de matéria orgânica, em conjunto com a diminuição da entrada de material mineral local (CP1) e um ligeiro aumento da deposição de poeira regional (CP2). Os teores do $\delta^{13}\text{C}$ (valores médios de -23,86‰), $\delta^{15}\text{N}$ (valores médios de 2,54‰) e razão C/N (valores médios de 38,54) indicam que o predomínio de plantas C3 ainda continua.

Houve um declínio nas taxas de Floresta Montana, Floresta Montana e Úmida, Floresta Estacional Semidecidual e a vegetação de Cerrado, principalmente na fase final. O Campo Úmido apresentou um leve declínio com táxon de Cyperaceae, *Eryngium* e *Baccharis*, declínio esse mais acentuado também no final da fase, podendo indicar uma redução na umidade. A vegetação de Mata teve um aumento no início da fase com as pteridófitas *Serpocaulon*, *Adiantum*, *Cyathea* e a briófitas *Bruchia*, táxons de ambientes úmidos.

Verificou-se a expansão do Campo Seco com *Borreria latifolia* e *Eremanthus* e Campo Rupestre com *Xyris* (táxon de turfeira), *Berberis*, Eriocaulaceae e a briófitas *Atractylolcarpus*, que reforçam a possibilidade de redução da umidade e aumento na temperatura.

Neste período ocorreu o aumento da vegetação Pioneira de Floresta Secundária com a presença de *Tapirira* e *Piper*. O aumento desses táxons pode indicar um estágio inicial de mudança na vegetação (KELLY et al., 2017).

Houve aumento nos indicadores ambientais de Mudanças na hidrologia (*Botryococcus*), Erosão no solo (*Pseudoschizea*) e de Águas Superficiais Quentes (*Spiniferites*). Concomitantemente verificou-se forte redução nos indicadores de Clima frio e ventos fortes (*Debarya*) e de Águas rasas (*Mougeotia* e *Zygnema*).

As análises dos *proxies* sugerem um aumento na temperatura e uma diminuição da umidade, em relação a fase RP-I. No entanto, mesmo com a redução dos indicadores de clima úmido e frio, ainda havia a presença de vegetação úmida, da Floresta Estacional Semidecidual, e também da Floresta Montana, indicando que as condições ainda eram mais úmidas e frias que a atual.

Fase III (RP-III) – 197 até 97 cm, corresponde ao período entre ~11.700 anos cal. AP a 8.500 anos cal. AP (idades interpoladas), final do Pleistoceno e início do Holoceno.

O aumento do acúmulo de material orgânico continua, no entanto, aumenta-se a entrada de material mineral regional, e diminui-se o fluxo local, sugerindo a ocorrência de episódios de erosão. Há um enriquecimento do sinal isotópico do $\delta^{13}\text{C}$ (média -21,56‰) e do $\delta^{15}\text{N}$ (média +3,97‰), sugerindo uma mudança na vegetação de plantas C3 para C4.

As fitofisionomias de Mata (*Cyathea*), Campo Úmido (Cyperaceae, *Drosera*, *Typha* e *Baccharis*), Campo Seco (*Borreria verticillata* e *Eremanthus*), Floresta Estacional

Semidecidual (*Gaylussacia* e *Mikania obtusata*) e Floresta Montana e Úmida (*Podocarpus*) registraram uma diminuição em suas ocorrências, principalmente no final da palinozona, sugerindo um aumento da temperatura e redução da umidade. No entanto, ocorreram táxons característicos de Mata e Campo Úmido (*Equisetum*, *Pityrogramma* e *Blechnum*), indicativos de ambientes abertos e úmidos.

As vegetações características de Cerrados (*Celtis*), de Campo (Poaceae e *Gomphrena*) e Campo Rupestre (*Xyris*) se expandiram, reforçando os indícios de redução da umidade e aumento das temperaturas.

Os indicadores ambientais de Águas Superficiais Quentes (*Spiniferites*) e de mudanças na hidrologia (*Botryococcus*) registraram a máxima ocorrência nesta fase. Também foram registrados indicadores de erosão do solo, corroborando aumento no fluxo de matéria mineral local. Não houve registro de táxon de Floresta Montana e nem dos indicadores ambientais de Clima Frio e Ventos Intensos e de Águas Rasas, sugerindo aumento na temperatura.

Conforme a análise dos *proxies*, observa-se uma diminuição na umidade e um clima mais quente durante a fase final do Pleistoceno e o início do Holoceno. No entanto, por volta de ~11.200 anos cal. AP, durante a transição Pleistoceno/ Holoceno pode ter havido uma condição de clima mais úmido e quente, devido ao ligeiro aumento no sinal do $\delta^{15}\text{N}$, redução na razão C/N e aumento da ocorrência de táxons de Floresta Estacional Semidecidual, mas é necessária investigação palinológica em outros níveis para confirmar essa hipótese.

Fase IV (RP-IV) – – 97 até 50 cm, corresponde o período entre ~8.500 anos cal, AP a ~7.000 anos cal. AP (idades interpoladas), primeira metade do Holoceno.

Neste intervalo ocorre o aumento do teor de carbono orgânico, e uma redução acentuada da entrada de material mineral local e regional, apontando para uma maior estabilidade da bacia hidrográfica. O leve enriquecimento do sinal isotópico do ^{13}C e do ^{15}N , e o aumento nos valores da razão C/N, sugerem uma vegetação mais aberta e uma redução na umidade.

A vegetação ainda era dominada por taxa característicos das fitofisionomias de Campo (Poaceae e *Buchnera lavandulacea*), Campo Rupestre (*Cuphea ericoides* e *Xyris*) e Cerrado (*Celtis* e *Trema*). A vegetação de Campo Úmido registrou forte redução, sugerindo um clima seco e quente.

A Floresta Estacional Semidecidual e a Mata apresentaram um pequeno aumento em suas ocorrências no final da fase, que poderia está associado a um período mais úmido.

Verificou-se a presença dos indicadores ambientais de Mudanças na Hidrologia e de Águas Superficiais Quentes. No entanto, ocorreu uma redução desses indicadores no final da

palinozona. Foi registrada uma diminuição de táxons indicadores de erosão do solo, corroborando com a maior estabilidade da bacia hidrográfica.

Não houve presença de taxa de Floresta Montana, Floresta Montana e Úmida e de Pioneiras de Floresta Secundária, e nem dos indicadores ambientais de clima frio e ventos intensos e de águas rasas, reforçando os indícios de clima quente e seco.

No período correspondente a fase RP-IV o clima apresentou-se mais quente e seco do que o atual, apesar do aumento da Floresta Estacional e da Mata no final da fase, condições que permitiram a expansão da vegetação de Campo, do Cerrado e do Campo Rupestre e a retração do Campo Úmido.

Fase V (RP-V) – 50 cm até a superfície, ~7.000 anos cal. AP (idade interpolada) até o presente, correspondendo a segunda metade do Holoceno.

Nesta fase ocorreu o maior acúmulo de matéria orgânica, e menor contribuição de material mineral local e regional. No entanto, nos 10 cm superficiais, ocorreu um aumento do fluxo material mineral local (menor pontuação CP1). Há um empobrecimento do sinal do $\delta^{13}\text{C}$ (média de -22,00‰), um aumento nos teores de $\delta^{15}\text{N}$ (média de +5,17‰) e uma ligeira redução nos valores da razão C/N (média de 36), sugerindo uma mistura de plantas de origem terrestre (C3 e C4) e aquática, mas, com maior ocorrência de plantas terrestres.

A Floresta Estacional Semidecidual (*Gaylussacia*, *Mikania obtusata*, *Hedyosmum*, *Sorocea* e *Spathiphyllum*) e a Mata (*Dioscorea*, *Tournefortia villosa* e *Serpocaulon*) mantiveram a tendência de expansão vista no final da fase RP-IV. Verificou-se maior incidência do Campo Úmido (*Cyperaceae*, *Drosera*, *Typha* e *Baccharis*) e do Campo Seco (*Borreria verticillata*, *Borreria latifolia*, *Eremanthus* e *Polygala*), além da forte retração do Campo (Poaceae e *Syngonium*) e Campo Rupestre (*Cuphea ericoides* e *Xyris*). Isto sugere expansão das plantas arbóreas e retorno de condições mais úmidas, estando de acordo com valores da razão C/N e com o sinal isotópico.

Novamente ocorreu o registro de Floresta Montana (*Galium* e *Weinmannia*) e Floresta Montana e Úmida (*Myrsine*), e dos indicadores de Clima Frio e Ventos Fortes e de Águas Rasas, principalmente no final da palinozona, sugerindo clima mais ameno. Registrou-se ainda, a presença da pioneira *Piper*, característica de matas abertas.

Os indicadores ambientais de Mudanças na Hidrologia, águas quentes superficiais, erosão do solo registraram um aumento em suas ocorrências, principalmente nos níveis mais superficiais do registro.

Tanto pelas indicações ambientais, observadas por meio das análises palinológicas, quanto pela estratigrafia e sinal isotópico ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) do registro das amostras da turfeira do Rio Preto, é provável que durante a segunda metade do Holoceno tenha ocorrido um aumento nas condições de umidade e um clima mais ameno, semelhante as condições atuais.

5.12 Mudanças Paleoambientais em Biomas Brasileiros

As mudanças paleoambientais inferidas a partir do testemunho da turfeira do Rio Preto estão de acordo com as interpretações paleoclimáticas obtidas em outros registros do Cerrado brasileiro. Condições de clima mais frio e úmido foram verificadas em um registro na Vereda Carrasco da Raposa (Serra do Cabral - Minas Gerais) em ~21.150 anos cal. AP devido à presença de elementos arbóreos como *Podocarpus*, *Ilex*, *Drymis* e Ericaceae no registro polínico (GOMES, MEYER e PESSEDA, 2017), como sugerido na RP-I para a turfeira do Rio Preto. Durante o período de ~21.450 anos cal. AP foi encontrado na Vereda de Águas Emendadas, próximo a cidade de Brasília, registros de *Hedyosmum*, *Ilex*, *Symplocos*, Cunoniaceae e *Weinmannia* indicando um clima mais frio e provavelmente mais úmido que o presente (BARBERI, SALGADO-LABOURIAU, SUGUIO, 2000). Em outros Biomas, as condições de clima frio e úmido também foram sugeridas para o período de ~23.000 anos cal. AP no registro da área de mangue na Ilha Cardoso e no Parque Estadual da Serra do Mar (ambas no Estado de São Paulo), também com a ocorrência de *Podocarpus* e *Drymis* (PESSEDA et al., 2012, PESSEDA et al., 2009).

Durante o período entre ~13.500 anos cal. AP a ~11.700 anos cal. AP (RP-II), o clima ainda era mais frio e úmido do que o presente apesar de haver indícios de redução na umidade e aumento na temperatura. Resultado semelhante a este foi encontrado na Turfeira do Pinheiro (Minas Gerais) por volta de ~11.500 anos cal. AP, devido aos valores baixos de $\delta^{13}\text{C}$, característicos de plantas C3, e ao aumento percentual de *Drimys* e *Araucaria* (HORÁK-TERRA, 2014). Um registro na Vereda São José (Minas Gerais) também indicou uma fase mais úmida entre ~14.600 a ~11.000 anos cal. AP, evidenciada pela expansão de indicadores de ambientes úmidos (CASSINO, MARTINHO e CAMINHA, 2018). No entanto, na Vereda de Cromínia (Goiás) o período entre ~21.000 anos cal. AP e ~11.000 anos cal. AP foi caracterizado por um declínio de táxons arbóreos e expansão na vegetação de campo, sugerindo uma fase de clima mais seco (FERRAZ-VICENTINI e SALGADO-LABOURIAU, 1996).

O início do Holoceno, registrado na RP-III, foi caracterizado por uma mudança na vegetação de plantas C3 para uma vegetação mais aberta, com indícios de clima mais quente e

seco. Este resultado concorda com os encontrados na Lagoa do Caçó (Maranhão) e na Vereda de Cromínia, indicando que durante o início do Holoceno predominaram condições de clima mais seco e uma vegetação mais aberta até ~8.500 anos cal. AP (FERRAZ-VICENTINI e SALGADO-LABOURIAU, 1996; LEDRU et al., 2006). O registro da Vereda de São José também indicou condições de clima mais seco e quente no início do Holoceno, responsáveis pela retração da vereda e pela substituição da vegetação de Cerrado *Stricto sensu* por uma vegetação mais aberta, de Campo Sujo (CASSINO, MARTINHO e CAMINHA, 2018). Um registro na Lagoa do Saci (Pará), na transição entre o Cerrado e a Floresta Amazônica, também indicou um clima mais quente no início do Holoceno (9200-7500 anos cal. AP), sugeridas pelo aumento de *Curatella*, e redução nos valores de *Ilex* e ausência de *Podocarpus*, ao mesmo tempo que se registrou maior ocorrência de *Mauritia*, indicando um clima mais úmido (FONTES et al., 2017).

No entanto, condições de clima mais frio no início do Holoceno foi verificada nos registros da turfeira Pau de Fruta, em Diamantina, Minas Gerais (10.000-7.360 anos cal. AP) e na caverna da Lapa Grande, em Montes Claros, Minas Gerais (10.000-7.000 anos cal. AP) devido as suas assinaturas isotópicas (STRÍKIS et al., 2011; HORAK-TERRA et al., 2015). O registro da Turfeira Salitre (Patrocínio, Minas Gerais) também indicou condições de clima mais frio durante o período de 10.360 a 8.840 anos cal. AP, refletidos pela presença da floresta de *Araucaria* (LEDRU, 1993).

O período correspondente a RP-IV (~8.500 anos cal. AP a ~7.000 anos cal. AP) aponta para um clima ainda mais seco e quente, sugerido pelo enriquecimento do sinal isotópico e pelo aumento nos valores da razão C/N, possibilitando a expansão da vegetação de Campo, do Cerrado e do Campo Rupestre e a retração do Campo Úmido. Na turfeira Salitre, o aumento na temperatura e diminuição da umidade apareceu antes e durou mais tempo do que na turfeira do Rio Preto, pois, após uma fase de clima frio e úmido, sugeridos por *Ilex*, *Podocarpus*, *Symplocos*, *Araucaria* e *Drymis*, foi verificado aumento na temperatura e clima relativamente mais seco, permitindo o estabelecimento de uma mata semi-decídua, entre 8.900 e 6.400 anos cal. AP (LEDRU, 1993). Os registros da Lagoa do Pires e da Lagoa Nova, ambas no município de Água Boa, Minas Gerais, também indicaram uma expansão da vegetação campestre, devido a diminuição da umidade (BEHLING, 1995; 2003). No registro do Lago da Água Preta de Baixo (Governador Valadares, Minas Gerais) foram encontradas altas concentrações de fragmentos de carvão, testemunhando a ocorrência de queimadas naturais (TURCQ et al., 2002).

No entanto, na Vereda do Laçador (Buritizeiro, Minas Gerais), após um período de clima mais frio e seco, a umidade voltou a aumentar entre 9.930 e 7.000 anos cal. AP, permitindo a expansão da vereda, devido a grande ocorrência do pólen de *Mauritia flexuosa* no registro, e do desenvolvimento de uma vegetação de Cerrado *Stricto sensu* no entorno da vereda, sugerindo também um clima mais quente (CASSIANO e MEYER, 2013).

O retorno das condições de umidade e clima mais ameno na turfeira do Rio Preto, semelhante ao clima atual, começou a partir de ~7.000 anos cal. AP, com o aumento da ocorrência dos indicadores de clima úmido e frio. No geral, a segunda metade do Holoceno apresentou uma tendência de retorno da umidade no bioma Cerrado, apesar de que em alguns locais, fases mais secas também tenham ocorrido (SMITH e MAYLE, 2017). Na SdEM registros de clima mais seco foram encontrados nas turfeiras Pau-de-Fruta (entre ~7.360 e 4.200 anos cal. AP) e Pinheiro (entre ~5.500-3.300 anos cal. AP) (HORÁK-TERRA, 2014; HORÁK-TERRA et al., 2015). A partir deste período, para as duas turfeiras da SdEM, ocorreu um aumento da umidade, embora que, na turfeira do Pau de Fruta tenha ocorrido registros de clima seco mais entre 1.1640-400 anos cal. AP (HORÁK-TERRA, 2014; HORÁK-TERRA et al., 2015).

Nos registros da Vereda de Água Emendas, Vereda de Cromínia, Lagoa do Caçó e Lagoa da Confusão, a partir de 8.000 ou 7.500 anos cal. AP observou-se um aumento da umidade durante a segunda metade do Holoceno, com clima semelhante ao atual (BARBERI et al., 2000; FERRAZ-VICEBTIE e SALGADO-LABOURIAU, 1996; LEDRU et al., 2006; BEHLING, 2002). Nos registros do Lago do Pires, Lagoa Nova, Salitre e Carajás (Pará) o retorno das condições de umidade foi mais tarde, após 6.500 ou 5.500 anos cal. AP (BEHLING, 1995; 2003; LEDRU, 1993; ABSY et al., 1991).

Ao contrário da tendência de aumento da umidade verificada na segunda metade do Holoceno para o Cerrado, nas veredas do Laçador e São José, após ~7.000 e ~6.500 anos cal. AP houve uma tendência de diminuição da precipitação e aumento da estação de seca, possibilitando a instalação de um clima subúmido, semelhante ao atual (CASSIANO e MEYER, 2013; CASSINO, MARTINHO e CAMINHA, 2018). Em um registro do Rio Icatu, localizado entre as cidades da Barra e do Pilão Arcado (BA), na região nordeste do Brasil, também ocorreu uma diminuição da umidade, após ~5.170 anos cal. AP, devido ao aumento de elementos de Caatinga e diminuição dos táxons das Florestas de Galeria, instalando-se o clima semiárido que ocorre até a atualidade nesta região (DE OLIVEIRA, BARRETO e SUGUIO 1999).

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base nas investigações *multi-proxys* (estratigrafia do testemunho, análises palinológicas, isótopos de C e de N, geoquímica e caracterização da cobertura vegetal) pode-se inferir que as mudanças paleoambientais ocorridas na turfeira do Rio Preto estão ligadas as flutuações climáticas, que ocasionaram mudanças da paleovegetação e na estrutura sedimentar do registro.

A combinação dos *proxys* permitiu inferir cinco fases de mudanças:

- RP-I (~23.000-13.500 anos cal. AP): o empobrecido sinal isotópico, a composição geoquímica e a presença da Floresta Montana e Floresta Montana e Úmida indicaram um clima bastante úmido e frio, e condições de instabilidade na turfeira.
- RP-II (~13.500-11.700 anos cal. AP): a diminuição da entrada de material mineral local (quartzo), e o pequeno enriquecimento do sinal isotópico em conjunto com a redução da ocorrência de indicadores de clima frio e a expansão da vegetação campestre e da Floresta Estacional, sugerem um aumento da temperatura e redução da umidade, em comparação a fase anterior, mas as condições ainda eram mais úmidas e frias que o atual.
- RP-III (~11.700-8.500 anos cal. AP): nesta fase, ocorreu o aumento do fluxo de poeira regional e enriquecimento do sinal isotópico, e uma mudança de plantas C3 para uma vegetação mais aberta. O aumento da ocorrência do Campo e Campo Rupestre, e a redução da Floresta Montana e da Floresta Estacional Semidecidual, indicaram uma tendência de maior aumento na temperatura e redução da umidade em comparação com a fase anterior.
- RP-IV (~8.500-7.000 anos cal. AP): a diminuição das entradas de materiais minerais local e regional sugere maior estabilidade da bacia. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ indicam o predomínio de uma vegetação aberta. A expansão do Campo Rupestre e retração do Campo Úmido sugerem um clima quente e seco, apesar do aumento da ocorrência da Floresta Estacional Semidecidual e da Mata.
- RP-V (~7.000 anos cal. AP até o presente): nesta fase observa-se uma menor contribuição de matéria mineral, e o sinal isotópico sugere uma mistura de plantas terrestres e aquáticas. Novamente ocorreu a presença da Floresta Montana, junto com a expansão da Floresta Estacional Semidecidual e retração do Campo e Campo Rupestre, sugerindo temperaturas mais amenas e clima mais úmido.

Os resultados descritos neste trabalho possibilitaram ainda correlacionar os eventos paleoclimáticos e paleoambientais registrados na turfeira do Rio Preto, com registros de outras localidades do Cerrado durante o Quaternário.

A turfeira do Rio Preto apresentou excelente capacidade em registrar e preservar as evidências da evolução paleoambiental desde o início de sua gênese. A partir da análise das feições pedológicas, estrutura da vegetação e microfósseis armazenados no solo da turfeira, possibilitou-se um melhor entendimento da história evolutiva da paisagem, cujo conhecimento poderá adicionar novas inferências para o modelo paleoclimático brasileiro existente, possibilitando um relacionamento mais harmonioso do homem com a natureza.

REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. Problemática da desertificação e da savanização no Brasil Intertropical. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 53, p. 1-19, 1977.
- ABSY, M. L.; CLEEF, A.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SERVANT, M.; SIFEDDINE, A. SILVA, M. F.; SOUBIES, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B.; VAN DER HAMMEN, T. H. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le Sud-Est de l'Amazonie au cours des 60 000 dernières années: première comparaison avec d'autres régions tropicales. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2: Mécanique...**, v. 312, n. 6, p. 673-678, 1991.
- ADAMS, J.; MASLIN, M.; THOMAS, E. Sudden climate transitions during the Quaternary. **Progress in Physical Geography**, v. 23, n. 1, p. 1-36, 1999.
- AHMAD, K.; DAVIES, C. Stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) based interpretation of organic matter source and paleoenvironmental conditions in Al-Azraq basin, Jordan. **Applied Geochemistry**, v. 78, p. 49-60, 2017.
- ALMEIDA-ABREU, P.A.A. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o rifte, a bacia e o orógeno. **Geonomos**, v.3, n.1, p.1-18, 1995.
- ANDRADE, B. O. **A vegetação das nascentes do Rio Tibagi e sua relação com o regime hídrico dos solos**. 130p Dissertação (Mestrado em Engenharia Florestal). Curitiba. 2010.
- ARAÚJO, M. A.; ZINN, Y. L.; LAL, R. Soil parent material, texture and oxide contents have little effect on soil organic carbon retention in tropical highlands. **Geoderma**, v. 300, p. 1-10, 2017.
- AUGUSTIN, C. H. R. R. Amphitheaters and hollows with depositional sequences and their significance on the evolution of tropical landscape. In: **INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGY CONGRESS**. Recife: IAS/UFPE. p. G5. 1994.
- BAPTISTA NETO, J. A.; PEIXOTO, T.; SMITH, B. J.; MCALISTER, J. J.; PATCHINEELAM, S. M.; PATCHINEELAM, S. R.; FONSECA, E. M. Geochronology and heavy metal flux to Guanabara Bay, Rio de Janeiro state: a preliminary study. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 85, n. 4, p. 1317-1327, 2013.
- BARBER, K.; ZOLITSCHKA, B.; TARASOV, P.; LOTTER, A.F. IN: BATTERBEE, R.W., GASSE, F., STICKLEY, C.E. **Past climate variability through Europe and Africa**, Springer, Dordrecht, The Netherlands, p. 417-442. 2004.
- BARBERI, M.; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; SUGUIO, K. Paleovegetation and paleoclimate of "Vereda de Águas Emendadas", central Brazil. **Journal Of South American Earth Sciences**, v. 13, n. 3, p.241-254, jul. 2000.
- BARROS, P. L. F.; LAVARINI, C.; LIMA, L. S.; JÚNIOR, A. P. M. Síntese dos cenários paleobioclimáticos do quaternário tardio em Minas Gerais/sudeste do Brasil. **Revista Sociedade & Natureza**, v. 23, n. 3, 2011.

BEHLING, H. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. **Journal of Paleolimnology**, v. 14, n. 3, p. 253-268, 1995.

BEHLING, H.; LICHTÉ, M. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical southeastern Brazil. **Quaternary Research**, v. 48, n. 3, p. 348-358, 1997.

BEHLING, H. Late Quaternary vegetation and climate dynamics in southeastern Amazonia inferred from Lagoa da Confusao in Tocantins State, northern Brazil. **Amazoniana**, v. 17, n. 1, p. 27-39, 2002.

BEHLING, H. Late glacial and Holocene vegetation, climate and fire history inferred from Lagoa Nova in the southeastern Brazilian lowland. **Vegetation History and Archaeobotany**, v. 12, n. 4, p. 263-270, 2003.

BERTAUX, J.; LEDRU, M.-P.; SOUBIÈS, F.; SONDAG, F. The use of quantitative mineralogy linked to palynological studies in palynological reconstruction: the case study of the "Lagoa Campestre" lake, Salitre, Minas Gerais, Brazil. **Compte Rendus de l'Académie des Sciences**, Paris, Série 2, v.323, p.65-71, 1996.

BIAGIONI, S.; KRASHEVSKA, V.; ACHNOPHA, Y.; SAAD, A.; SABIHAM, S.; BEHLING, H. 8000 years of vegetation dynamics and environmental changes of a unique inland peat ecosystem of the Jambi Province in Central Sumatra, Indonesia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 440, p. 813-829, 2015.

BIESTER, H., MARTÍNEZ CORTIZAS, A., KEPLER, F. Occurrence and fate of halogens in mires. IN: MARTINI, I.P., MARTÍNEZ CORTIZAS, A., CHESWORTH, W. **Peatlands Evolution and Records of Environmental and Climate Changes**. Elsevier Series Development in Earth Processes, Netherlands, Oxford, pp. 449-464. 2006.

BIRKS, H. J. B.; HEIRI, O.; SEPPÄ, H.; BJÖRN, A. E. Strengths and weaknesses of quantitative climate reconstructions based on late-Quaternary biological proxies. **Open Ecology Journal**, v. 3, n. 1, p. 68-110, 2010.

BISPO, D. F. A. **Caracterização quali-quantitativa dos recursos hídricos e da dinâmica do carbono de turfeiras das cabeceiras do rio araguaí**. 2013. 146 p. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal) - Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Diamantina, 2013.

BISPO, D. F. A.; SILVA, A. C.; CHRISTOFARO, C.; SILVA, M. L. N.; BARBOSA, M. S.; SILVA, B. P. C.; BARRAL, U. M.; FABRIS, J. D. Hydrology and carbon dynamics of tropical peatlands from Southeast Brazil. **Catena**, v. 143, p. 18-25, 2016.

BLASER, P.; ZIMMERMANN, S.; LUSTER, J.; SHOTYK, W. Critical examination of trace element enrichments and depletions in soils: As, Cr, Cu, Ni, Pb, and Zn in Swiss forest soils. **Science of the Total Environment**, v. 249, n. 1, p. 257-280, 2000.

BORGES, A. C.; DIAS, J. C.; MACHADO, W.; PATCHINEELAM, S. R.; SELLA, S. M. Distribuição espacial de ferro, cobre e chumbo em sedimentos de manguezal em um gradiente de degradação na baía de Guanabara (Estado do Rio de Janeiro). **Química Nova**, v. 30, n. 1, p. 66, 2007.

BOUTTON, T. W. Stable carbon isotopes ratios of natural materials. II. Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environmental. In: COLEMAN, D.C.; FRY, B. (Ed.). **Carbon isotope techniques**, New York: Academic Press, p.73-185. 1991.

BOUTTON, T.W. Characterization of natural ^{15}N abundance of soils. In: BOUTTON, T.W.; YAMASAKI, S.I. (Ed.). **Mass spectrometry of soils**. New York: Marcel Dekker, p.205-208.1, 1996.

BRANDLEY, R. S.; EDDY, J. A. Record of past global changes bradley. In: BRANDLEY, R. S. (Ed.). **Global changes of the past**. UCAR/OIES. Global Change Institue, p. 5-9. 1989.

BROECKER, W. S. Radiocarbon. In: TUREKIAN, K. K.; HOLLAND, H. D. (Ed.). **Treatise on geochemistry**. 1. ed. San Diego: Elsevier, v. 4, p. 245-260. 2003.

BRUCH, A. A.; MOSBRUGGER, V. Palaeoclimate versus vegetation reconstruction—palynological investigations on the Oligocene sequence of the Sava Basin, Slovenia.**Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 122, n. 3, p. 117-141, 2002.

CALVIN, M.; BENSON, A. A. The parth of carbon in phothosynthesis. **Science**, Washington, v.107, p.476-480, 1948.

CAMEJO AVILES, A. M. **Estudo de reconstrução paleoambiental nos arredores da cidade de Campinas nos últimos 20.000 AP**. 2017. 100p. Dissertação (Mestrado em Geologia e Recursos Naturais) - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2017.

CAMINHADA, S. A.; LEITE, F. P. R. Microfosseis: pequenos organismos que geram grandes informações sobre o passado. **Ciência e Cultura**, v. 67, n. 4, p. 24-27, 2015.

CAMPBELL, I. D. Quaternary pollen taphonomy: examples of differential redeposition and differential preservation. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 149, n. 1, p. 245-256, 1999.

CAMPOS, J. R. R. **Caracterização, Mapeamento, Volume de Água e Estoque de Carbono da Turfeira da Área De Proteção Ambiental Pau-de-Fruta, Diamantina-MG**. 2009. 101p.Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal) - Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Diamantina, 2009.

CAMPOS, J. R. R.; SILVA, A. C.; VASCONCELLOS, L. L.; SILVA, D. V.; ROMÃO, R. V.; SILVA, E. B.; GRAZZIOTTI, P. H. Pedochronology and development of peat bog in the environmental protection area Pau-de-Fruta - Diamantina, Brazil. **Revista Brasileira deCiência do Solo**, v. 34, p. 1965-1975, 2010.

CAMPOS, J. R. R.; SILVA, A. C.; VIDAL-TORRADO, P. Mapping, organic matter mass and water volume of a peatland in Serra do Espinhaço Meridional. **Revista Brasileira deCiência do Solo**, v.36, n. 3, p. 723-732, 2012.

CAMPOS, J. R. R.; SILVA, A. C.; SLATER, L.; NANNI, M. R.; VIDAL-TORRADO, P. Stratigraphic control and chronology of peat bog deposition in the Serra do Espinhaço Meridional, Brazil. **Catena**, v. 143, p. 167-173, 2016.

CASSINO, R. F.; MEYER, K. E. B. Reconstituição paleoambiental do Chapadão dos Geraís durante o Quaternário Tardio, a partir da análise palinológica da Vereda Laçador. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 16, n. 1, p. 127-146, 2013.

CASSINO, R. F.; MARTINHO, C. T.; CAMINHA, S. S. A. A Late Quaternary palynological record of a palm swamp in the Cerrado of central Brazil interpreted using modern analog data. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 490, p. 1-16, 2018.

CASTAÑEDA, I. S., & SCHOUTEN, S. A review of molecular organic proxies for examining modern and ancient lacustrine environments. **Quaternary Science Reviews**, v. 30, n. 21-22, p. 2851-2891, 2011.

CHAMBERS, F. M.; BOOTH, R. K.; DE VLEESCHOUWER, F.; LAMENTOWICZ, M.; LE ROUX, G.; MAUQUOY, D.; NICHOLS, J.E.; VAN GEEL, B. Development and refinement of proxy-climate indicators from peats. **Quaternary International**, v. 268, p. 21-33, 2012.

CHAMLEY, H.; DEBRABANT, P. Paleoenvironmental history of the North Atlantic region from mineralogical and geochemical data. **Sedimentary Geology**, v. 40, n. 1-3, p. 151-167, 1984.

CHARMAN, D.; MÄKILÄ, M. Climate reconstruction from peatlands. **PAGES Newsletter**, v. 11, p. 15-17, 2003.

CHARMAN, D. J.; BROWN, A. D.; HENDON, D.; KIMMEL, A.; KAROFELD E. Testing the relationship between Holocene peatland palaeoclimate reconstructions and instrumental data at two European sites. **Quaternary Science Reviews**, v. 23, n. 1, p. 137-143, 2004.

CHARMAN, D. J. Summer water deficit variability controls on peatland water-table changes: implications for Holocene palaeoclimate reconstructions. **The Holocene**, v. 17, n. 2, p. 217-227, 2007.

CHESWORTH, W.; MARTÍNEZ CORTIZAS, A.; GARCÍA-RODEJA, E. The redox-pH approach to the geochemistry of the Earth's land surface, with application to peatlands. In: MARTINI, I.P.; MARTÍNEZ CORTIZAS, A.; CHESWORTH, W. **Peatlands: Evolution and Records of Environmental and Climate Changes**. Elsevier Series Development in Earth Processes, Netherlands, Oxford, pp. 175-195. 2006.

CHO, J.; HYUN, S.; HAN, J. H.; KIM, S.; SHIN, D. H. Historical trend in heavy metal pollution in core sediments from the Masan Bay, Korea. **Marine pollution bulletin**, v. 95, n. 1, p. 427-432, 2015.

COE, H. H. G.; GOMES, J. G.; CHUENG, K. F. Exemplos de reconstituições da vegetação e inferências de paleoclimas no Estado do Rio de Janeiro através da utilização dos indicadores fitólitos e isótopos de carbono. **Revista Tamoios**, v. 9, n. 1, 2013.

COLINVAUX, P.A. **Ecology 2**. New York: John Wiley, 1993. 688p.

COOKE, S.; ROHLING, E. J. Stable isotopes in foraminiferal carbonate. In: SEN GUPTA, B. K. (Ed.). **Modern Foraminifera**. Boston: Kluwer Academic Publishers, p. 239-258. 2003.

COSTA, C. S. B.; IRGANG, B. E.; PEIXOTO, A. R.; MARANGONI, J. C. Composição florística das formações vegetais sobre uma turfeira topotrófica da planície costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, v. 17, n. 2, p. 203-212, 2003.

COSTA, F.N. Campos rupestres. In: SILVA, A.C.; PEDREIRA, L.C.V.S.F.; ABREU, P.A.A. **Serra do Espinhaço Meridional: Paisagens e ambientes**. Belo Horizonte: O Lutador, p.137-147. 2005.

COUWENBERG, J.; DOMMAIN, R.; JOOSTEN, H. Greenhouse gas fluxes from tropical peatlands in south-east Asia. **Global Change Biology**, v. 16, n. 6, p. 1715-1732, 2010.

DE OLIVEIRA, P.E. **A palynological record of Late Quaternary vegetational and climatic change in Southeastern Brazil**. 1992. 242p. Tese (Doutorado em Zoologia e Botânica) – The Ohio State University Columbus, Ohio, 1992.

DE OLIVEIRA, P. E.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. **Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology**, v. 152, n. 3-4, p. 319-337, 1999.

DEOCAMPO, D. M.; BEHRENSMEYER, A. K.; POTTS, R. Ultrafine clay minerals of the Pleistocene Olorgesailie Formation, southern Kenya rift: diagenesis and paleoenvironments of early hominins. **Clays and Clay Minerals**, v. 58, n. 3, p. 294-310, 2010.

DOCE. **Directiva 92/43/CEE del Consejo de Conservation de Hábitats Naturales y de La Fauna y Flora Silvestres**. Nº 206, 21 de maio 1992. Disponível em : http://www.europarl.europa.eu/meetdocs/2004_2009/documents/cm/577/577914/577914pt.pdf. Acesso em: 20 dez. 2017.

EBELING, A. G. **Características Estruturais da Matéria Orgânica em Organossolos Háplicos**. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2010. 142p. Tese(Doutorado).

EBELING, A. G.; ANJOS, L. H. C.; PEREZ, D. V.; PEREIRA, M. G.; Gomes, F. W. F. Atributos químicos, carbono orgânico e substâncias húmicas em Organossolos háplicos de várias regiões do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, p. 325-336, 2011.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 3. ed. Brasília: Embrapa Produção de Informação; RJ: Embrapa Solos, 306p. 2013.

ENTERS, D.; BEHLING, H.; MAYR, C.; DUPONT, L.; ZOLITSCHKA, B. Holocene environmental dynamics of south-eastern Brazil recorded in laminated sediments of Lago Aleixo. **Journal of Paleolimnology**, v. 44, n. 1, p. 265-277, 2010.

ERDTMAN, G. **Pollen morphology and plant taxonomy – Angiosperms**. Stockholm: Almqvist & Wiksell, 539p. 1952.

ERIKSSON, L.; JOHANSSON, E.; KETTANEH; WOLD, N.; WOLD, S. Introduction to Multi- and Megavariate Data Analysis Using Projection Methods (PCA & PLS). Umetrics AB, Umea. 1999.

FARQUHAR, G. D.; EHLERINGER, J. R.; HUBICK, K. T. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. **Annual review of plant biology**, v. 40, n. 1, p. 503-537, 1989.

FERRAZ-VICENTINI, K. R.; SALGADO-LABOURIAU, M. L. Palynological analysis of a palm swamp in central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 9, n. 3-4, p. 207-219, 1996.

FONTES, D.; CORDEIRO, R. C.; MARTINS, G. S.; BEHLING, H.; TURCQ, B.; SIFEDDINE, A.; SEOANE, J. C. S.; MOREIRA, L. S.; RODRIGUES, R. A. Paleoenvironmental dynamics in South Amazonia, Brazil, during the last 35,000 years inferred from pollen and geochemical records of Lago do Saci. **Quaternary Science Reviews**, v. 173, p. 161-180, 2017.

FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION. **Soil map of the world**. Revised Legend. Roma: FAO, 1990.

FRASER, C. J. D.; ROULET, N. T.; MOORE, T. R. Hydrology and dissolved organic carbon biogeochemistry in an ombrotrophic bog. **Hydrological Processes**, v. 15, n. 16, p. 3151-3166, 2001.

FROEHNER, S.; MARTINS, R. F. Avaliação da composição química de sedimentos do Rio Barigüi na região metropolitana de Curitiba. **Química Nova**, v. 31, n. 8, p. 2020- 2026, 2008.

FROUIN, M.; PLOQUIN, F.; SORESSI, M.; RENDU, W.; MACCHIARELLI, R.; EL ALBANI, A.; MEUNIER, A. Clay minerals of late Pleistocene sites (Jonzac and Les Cottes, SW France): Applications of x-ray diffraction analyses to local paleoclimatic and paleoenvironmental reconstructions. **Quaternary international**, v. 302, p. 184-198, 2013.

FRY, B. **Stable Isotope Ecology**. United States of América: Springer Science Book, 2006.

GARCIA, M.J. Palinologia de turfeiras quaternárias do médio vale do rio Paríba do Sul, Estado de São Paulo, Brasil. Parte 1: fungos, algas, Bryophyta e Pteridophyta. **Revista Universidade de Guarulhos**. Geociências II (número especial), p.148–165, 1997.

GOMES, M. O. S. **Caracterização Palinológica dos Sedimentos Quaternários da Bacia do Rio Maracujá Ouro Preto – MG**. 2008. 130 p. (Mestrado em Geologia Ambiental e Conservação de Recursos Naturais) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2008.

GOMES, M. O. S.; MEYER, K. E. B.; PESSENDA, L. C. R. Reconstituição paleoambiental da Vereda Carrasco da Raposa, Parque Estadual da Serra do Cabral, MG, Brasil, por meio de estudos palinológico e isotópico. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 44, n. 1, p. 41-62, 2017.

GORHAM, E. Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climate warming. **Ecological Applications**, Boulder, n.1, p.182-195, 1991.

GORHAM, E. The biogeochemistry of northern peatlands and its possible responses to global warming. En: GORHAM, E.; WOODWELL, G.M.; MACKENZIE, F.T. (Ed.). **Biotic feedbacks in the global climatic system**, Oxford: Oxford University Press, p.169-186. 1995.

GOUVEIA, S. E. M.; PESSENDA, L. C. R., ARAVENA, R.; BOULET, R.; SCHEEL-YBERT, R.; BENDASSOLI, J. A.; RIBEIRO, A. S.; FREITAS, H. A. Carbon isotopes in charcoal and soils in studies of paleovegetation and climate changes during the late Pleistocene and the Holocene in the southeast and centerwest regions of Brazil. **Global And Planetary Change**, v. 33, n. 1, p. 95-106, 2002.

GRIMM, E.C. Coniss: a 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. **Computer & Geosciences**, n. 2, p.13-35, 1987.

GUILD, G. E.; PALTRIDGE, N. G.; ANDERSSON, M. S.; STANGOULIS, J. C. An energy-dispersive X-ray fluorescence method for analysing Fe and Zn in common bean, maize and cowpea biofortification programs. **Plant and Soil**, p. 1-10, 2017.

GUYOT, J. L.; JOUANNEAU, J. M.; SOARES, L.; BOAVENTURA, G. R.; MAILLET, N.; LAGANE, C. Clay mineral composition of river sediments in the Amazon Basin. **Catena**, v. 71, n. 2, p. 340-356, 2007.

HEINE, K. Tropical South America during the Last Glacial Maximum: evidence from glacial, periglacial and fluvial records. **Quaternary International**, v. 72, n. 1, p. 7-21, 2000.

HERCZEGA, A. L.; SMITH, A. K.; DIGHTON, J. C. A 120 year record of changes in nitrogen and carbon cycling in Lake Alexandrina, South Australia: C:N, $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in sediments. **Applied Geochemistry**, v.16, p.73-84, 2001.

HOFREITER, M.; STEWART, J. Ecological change, range fluctuations and population dynamics during the Pleistocene. **Current biology**, v. 19, n. 14, p. R584-R594, 2009.

HORÁK, I. **Relações pedológicas, isotópicas e palinológicas na reconstrução paleoambiental da turfeira da Área de Proteção Especial (APE) Pau-de-Fruta, Serra do Espinhaço Meridional-MG**. 2009. 281 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2009.

HORÁK, I.; SILVA, A. C.; VIDAL-TORRADO, P.; FERREIRA, C.; RACEDO, J.; CORTIZAS, A. Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional – MG: II - caracterização em fracionamento químico da matéria orgânica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 26, 2007, Gramado. **Anais...** Gramado, SBCS, 2007.

HORÁK, I.; VIDAL-TORRADO, P.; SILVA, A. C.; PESSENDA, L. C. R. Pedological and isotopic relations of a highland tropical peatland, Mountain Range of the Espinhaço Meridional (Brazil). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, p. 41-52, 2011.

HORÁK-TERRA, I. **Late Pleistocene-Holocene environmental change in Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais State, Brazil) reconstructed using a multi-proxy characterization of peat cores from mountain tropical mires**. 2014. 136 p. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2014.

HORÁK-TERRA, I.; CORTIZAS, A. M.; CAMARGO, P. B.; SILVA, A. C.; VIDAL-TORRADO, P. Characterization of properties and main processes related to the genesis and evolution of tropical mountain mires from Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brazil. **Geoderma**, v. 232, p. 183-197, 2014.

HORÁK-TERRA, I.; CORTIZAS, A. M.; DA LUZ, C. F. P.; LÓPEZ, P. R.; SILVA, A. C.; VIDAL-TORRADO, P. Holocene climate change in central–eastern Brazil reconstructed using pollen and geochemical records of Pau de Fruta mire (Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 437, p. 117-131, 2015.

HORNBERGER, M. I.; LUOMA, S. N.; VAN GEEN, A.; FULLER, C.; ANIMA, R. Historical trends of metals in the sediments of San Francisco Bay, California. **Marine Chemistry**, v. 64, n. 1, p. 39-55, 1999.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manuais Técnicos em Geociências**. 2. ed. Rio de Janeiro, 300p. 2005. (IBGE. Manual, 4).

INSTITUTO ESTADUAL DE FLORESTAS. Cobertura vegetal de Minas Gerais, 2004. Disponível em <<http://www.ief.mg.gov.br/florestas>>. Acessado em 21 dez. 2017

ITURRASPE, R. **Las turberas de Tierra del Fuego y el cambio climático global**. - 1a ed. Buenos Aires: Fundación para la Conservación y el Uso Sustentable de los Humedales, 32p. 2010.

JACOBSON, G. L.; BRADSHAW, R. H.W. The selection of sites for paleovegetational studies. **Quaternary research**, v. 16, n. 1, p. 80-96, 1981.

JOOSTEN, H.; CLARKE, D. Wise use of mires and peatlands: Background and principles including a framework for decision making. International Mire Conservation Group. **International Peat Society, Jyväskylä**, v. 304, 2002.

JOOSTEN, H. **The Global Peatland CO₂ Picture: peatland status and drainage related emissions in all countries of the world**. Wageningen. Wetlands International p.35. 2009.

KELLY, T. J.; LAWSON, I. T.; ROUCOUX, K. H.; BAKER, T. R.; JONES, T. D.; SANDERSON, N. K. The vegetation history of an Amazonian domed peatland. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 468, p. 129-141, 2017.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, ano XVIII, n. 2, p. 3-121, 1956.

KLEIN, R. M. Southern Brazilian phytogeographic features and the probable influence of upper quaternary climatic changes in the floristic distribution. **Boletim Paranaense Geociências**, n. 33, p. 67-88. 1975.

KLERK P, JOOSTEN H. The difference between pollen types and plant taxa: a plea for clarity and scientific freedom. **Eiszeitalter und Gegenwart/Quaternary Science Journal**, v. 56, p. 162-171, 2007.

KÖPPEN, W. **Climatología**. Buenos Aires, Fondo de Cultura Economica, 474 p. 1948.

KRONBERG, B. I.; BENCHIMOL, R. E. Aridez no Acre: a história climática de uma região. **Ciência Hoje, Rio de Janeiro**, v. 16, n. 93, p. 44-47, 1993.

KRÜGER, J. P.; LEIFELD, J.; GLATZEL, S.; SZIDAT, S.; ALEWELL, C. Biogeochemical indicators of peatland degradation-a case study of a temperate bog in northern Germany. **Biogeosciences Discussions**, v. 12, n. 10, p. 2861, 2015.

LÄHTEENOJA, O.; ROUCOUX, K. Inception, history and development of peatlands in the Amazon Basin. **PAGES news**, v. 18, p. 27-31, 2010.

MUNSELL, A. H. **Munsell Soil Color Charts**. Baltimore, Maryland. U. S. A., Munsell Color Company Inc., 1954.

JACKSON, S.T. Pollen and spores in quaternary lake sediments as sensors of vegetation composition: theoretical models and empirical evidence. In: TRAVERSE, A. (Ed.). *Sedimentation of organic particles*, Cambridge: Cambridge University Press,. p.253-286. 1994

LEDRU, M. P. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. **Quaternary research**, v. 39, n. 1, p. 90-98, 1993.

LEDRU, M. P.; BRAGA, P. I. S.; SOUBIÈS, F.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 123, n. 1-4, p. 239-257, 1996

LEDRU, M. P. Late Quaternary history and evolution of the cerrados as revealed by palynological records. **The cerrados of Brazil**, p. 33-50, 2002.

LEDRU, M. P.; CECCANTINI, G.; GOUVEIA, S. E.; LÓPEZ-SÁEZ, J. A.; PESSENDA, L. C.; RIBEIRO, A. S. Millennial-scale climatic and vegetation changes in a northern Cerrado (Northeast, Brazil) since the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, n. 9, p. 1110-1126, 2006.

LEHMANN, M. F.; BERNASCONI, S. M.; BARBIERI, A.; MCKENZIE, J. A. Preservation of organic matter and alteration of its carbon and nitrogen isotope composition during simulated and in situ early sedimentary diagenesis. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.66, p.3573-3584, 2002.

LEONHARDT, A.; LORSCHETTER, M.L. Palinomorfos do perfil sedimentar de uma turfeira em São Francisco de Paula, Planalto Leste do Rio Grande do Sul, Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Botânica**, São Paulo, v.30, n.1, p.47-59, 2007.

LÉVESQUE, M.; DÍNEL, H. Some morphological and chemical aspects of peats applied to the characterization of histosols. **Soil Science**, Madison, n.133, p.324-332, 1982.

LIBBY, W.F. **Radiocarbon dating**. 2. ed. Chicago: University of Chicago Press, 175, p. 1955.

Libby, W.F.; Anderson, E.C.; Arnold, J.R. **Age determination by radiocarbon content: worldwide assay of natural radiocarbon.** Science, 109: 227-228. 1949.

LIMA, F. J. **Evolução geomorfológica e reconstrução paleoambiental do setor subúmido do Planalto Sedimentar do Araripe: um estudo a partir dos depósitos coluviais localizados nos municípios de Crato e Barbalha – Ceará.** 2015. 193 p. Tese (Doutorado em Geografia) - UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO – UFPE, Recife, 2015.

LIU, B.; WANG, Y.; SU, X.; ZHENG, H. Elemental geochemistry of northern slope sediments from the South China Sea: Implications for provenance and source area weathering since Early Miocene. **Chemie der Erde-Geochemistry**, v. 73, n. 1, p. 61-74, 2013.

LLOYD, D.; THOMAS, K. L.; BENSTEAD, J.; DAVIES, K. L.; LLOYD, S. H.; ARAH, J. R.; STEPHEN, K. D. Methanogenesis and CO₂ exchange in an ombrotrophic peat bog. **Atmospheric Environment**, Oxford, v. 32, n. 19, p. 3229–3238, 1998.

LORSCHUITTER, M. L. Palinologia de sedimentos quaternários do testemunho T15, cone Rio Grande, Atlântico Sul, Brasil. **Descrições taxonômicas.** Parte I. p.61–117. 1988. (Pesquisas, 21).

LORSCHUITTER, M. L. Palinologia de sedimentos quaternários do testemunho T15, cone do Rio Grande, Atlântico Sul, Brasil. **Descrições taxonômicas. Parte II. Pesquisas**, v. 22, n. 1, p. 89-127, 1989.

LORSCHUITTER, M.L.; ASHRAF, A.R.; WINDISCH, P.G.; MOSBRUGGER, V. Pteridophyte spores of Rio Grande do Sul flora, Brazil. Part III. **E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller)**, Stuttgart, 165p. 2001.

LORSCHUITTER, M.L.; ASHRAF, A.R.; WINDISCH, P.G.; MOSBRUGGER, V. Pteridophyte spores of Rio Grande do Sul flora, Brazil. Part IV. **E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller)**, Stuttgart, 159p. 2002.

LORSCHUITTER, M. L.; ROTH, L. O Uso da Concentração Polínica em Interpretações Paleoambientais. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 36, n. 1, p. 80-84, 2013.

LOWE, J.J.; WALKER, M.J.C. **Reconstructing quaternary environments.** London, 1984.

LUZ, C. F. P.; BARTH, O. M.; MARTIN, L. Evolução das florestas tropical estacionalsemedecídua e ombrófila densa durante o Holoceno Médio na região Norte do Rio de Janeiro, baseada em Palinologia. **Revista Universidade Guarulhos, Geociências**, v. 4, p. 74-84, 1999.

LUZ, C.F.P.; BARTH, O.M. Palinomorfos indicadores de tipos de vegetação em sedimentos holocênicos da Lagoa de Cima, norte do Estado do Rio de Janeiro, Brasil – Dicotyledoneae. **Leandra**, Rio de Janeiro, n.15, p.11–34, 2000.

LUZ, C.F.P.; BARTH, O.M. Palinomorfos indicadores de tipos de vegetação em sedimentos holocênicos da Lagoa de Cima, Norte do Estado do Rio de Janeiro, Brasil – Monocotyledoneae, Gymnospermae, Pteridophyta e Bryophyta. **Leandra**, Rio de Janeiro, n.17, p.7-22, 2002

LUZ, C. F. P. Palynology as a tool in bathymetry, In **Bathymetry and its applications**, Philippe Blondel (Ed), ISBN: 978-953-307-959-2, InTech. 2012.

LUZ, C. F. D.; MAKI, E. S.; HORAK-TERRA, I.; VIDAL-TORRADO, P.; MENDONÇA FILHO, C. V. Pollen grain morphology of Fabaceae in the Special Protection Area (SPA) Pau-de-Fruta, Diamantina, Minas Gerais, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 85, n. 4, p. 1329-1344, 2013.

LUZ, C. F. P.; HORÁK-TERRA, I.; SILVA, A. C.; MENDONÇA FILHO, C. V.; VIDAL-TORRADO, P. Pollen record of a tropical peatland (pau de fruta) from the serra do espinhaço meridional, diamantina, state of minas gerais—angiosperms eudicotyledons. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 20, n. 1, p. 3-22, 2017.

MACDONALD, G. M.; BEILMAN, D. W.; KREMENETSKI, K. V.; SHENG, Y.; SMITH, L. C.; VELICHKO, A. A. Rapid Early Development of Circumarctic Peatlands and Atmospheric CH₄ and CO₂ Variations. **Science**, Washington, v. 314, n. 5797, p. 285–288, 2006.

MAHIQUES, M. M.; FIGUEIRA, R. C. L.; SALAROLI, A. B.; ALVES, D. P. V.; GONÇALVES, C. 150 years of anthropogenic metal input in a Biosphere Reserve: the case study of the Cananéia–Iguape coastal system, Southeastern Brazil. **Environmental earth sciences**, v. 68, n. 4, p. 1073-1087, 2013.

MARGALEF, O.; CAÑELLAS-BOLTÀ, N.; PLA-RABES, S.; GIRALT, S.; PUEYO, J. J.; JOOSTEN, H.; RULL, V.; BUCHACA, T.; HERNÁNDEZ, A.; VALERO-GARCÉS, B. L.; MORENO, A.; SÁEZ, A. A 70.000 year multiproxy record of climatic and environmental change from Rano Aroi peatland (Easter Island). **Global and Planetary Change**, v. 108, p. 72-84, 2013.

MARGALEF, O.; MARTÍNEZ CORTIZAS, A.; KYLANDER, M.; PLA-RABES, S.; CAÑELLAS-BOLTÀ, N.; PUEYO, J. J.; SÁEZ, A.; VALERO-GARCÉS, B. L.; GIRALT, S. Environmental processes in Rano Aroi (Easter Island) peat geochemistry forced by climate variability during the last 70kyr. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 414, p. 438-450, 2014.

MARTIN, L.; BERTAUX, J.; LEDRU, M-P.; MOURGUIART, P.; SIFFEDINE, A.; SOUBIÈS, F.; TURCQ, B. Perturbaciones del regimen de las lluvias y condiciones de tip El Niño en América del Sur Tropical desde hace 7000 años. **Bulletin Institut Français d'Études Andines**, Lima, v.24, n.3, p.595-605, 1995.

MARTINELLI, L. A.; OMETTO, J. P. H. B.; FERRAZ, E. S.; VICTORIA, R. L.; CAMARGO, P. B.; MOREIRA, M. Z. **Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis**. São Paulo: Oficina de Textos, p. 144, 2009.

MARCHANT, R.; ALMEIDA, L.; BEHLING, H.; BERRIO, J.C.; BUSCH, M.; CLEEF, A.; DUIVENVOORDEN, M.K.; OLIVEIRA, P.; OLIVEIRA-FILHO, A.T.; LOZANO GARCIA, S.; HOOGHIEEMSTRA, H.; LEDRU, M-P.; LUDLOW-WIECHERS, B.; MARKGRAF, V.; MANCINI, V.; PAEZ, M.; PRIETO, A.; RANGEL, O.; SALGADO-LABOURIAU, M.L.

Distribution and ecology of parent taxa of pollen lodged within the Latin America Pollen Database. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v. 121, p. 1-75, 2002.

MARTINEZ-CORTIZAS, A.; GARCIA-RODEJA, E.; POMBAL, X. P.; MUÑOZ, J. N.; WEISS, D.; CHEBURKIN, A. Atmospheric Pb deposition in Spain during the last 4600 years recorded by two ombrotrophic peat bogs and implications for the use of peat as archive. **Science of the Total Environment**, v. 292, n. 1, p. 33-44, 2002.

MAYEWSKI, P. A.; ROHLING, E. E.; STAGER, J.C.; KARLEN, W.; MAASCH, K. A.; MEEKER, L. D.; MEYERSON, E. A.; GASSE, F.; KREVELD, S.; HOLMGREN, K.; LEE-THORP, J.; ROSQVIST, G.; RACK, M. S.; SCHNEIDER, R. R.; STEIG, E. J. Holocene climate variability. **Quaternary research**, v. 62, n. 3, p. 243-255, 2004.

MBENGUE, A. **Distribuição mineralógica dos sedimentos superficiais da lagoa do Caçó (MA)**. 2004. 81 p. Dissertação (Mestrado em Geoquímica Ambiental) – Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2004.

MELHEM, T. S.; CRUZ BARROS, M. D.; CORRÊA, A. D. S.; MAKINO WATANABE, H.; SILVESTRE CAPELATO, M. S. F.; GONCALVES ESTEVES, V. L. Variabilidade polínica em plantas de campos de Jordão (São Paulo, Brasil). **Bol. Inst. Bot. (Sao Paulo)** no, v. 16, 2003.

MENDONÇA FILHO. Vegetação. In: SILVA, A.C.; PEDREIRA, L.C.V.S.F.; ABREU, P.A.A. **Serra do Espinhaço Meridional: Paisagens e ambientes**. Belo Horizonte: O Lutaador. p.121-135. 2005.

MENDONÇA, R.C.; FELFILI, J.M.; WALTER, B.M.T.; SILVA JÚNIOR, M.C.; REZENDE, A.V.; FILGUEIRAS, T.S.; NOGUEIRA, P.E. In: SANO, S.M.; ALMEIDA, S.P. **Flora Vascular do Cerrado**. Brasília: Embrapa/CPAC, p. 289-556. 1998.

MEYERS, P. A.; ISHIWATARI, R. Lacustrine organic geochemistry – an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. **Organic Geochemistry**, v. 20, p. 867-900, 1993.

MEYERS, P. A. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. **Chemical Geology**, v. 114, n. 3-4, p. 289-302, 1994.

MEYERS, P. A. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. **Organic Geochemistry**. v. 27, p.213–250.1997.

MEYERS, P. A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. **Organic geochemistry**, v. 34, n. 2, p. 261-289, 2003.

MEYER, K. E. B.; CASSINO, R. F.; LORENTE, F. L.; RACZKA, M.; PARIZZI, M. G. Paleoclima e paleoambiente do Cerrado durante o Quaternário com base em análises palinológicas. **Paleontologia: Cenários da Vida**, v. 5, p. 403-420, 2014.

MOREIRA, J. N.; LIRA, M. A.; SANTOS, M. V. F. Caracterização da vegetação de Caatinga e da dieta de novilhos no Sertão de Pernambuco. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 41, n. 11, p. 1643-1651, 2006.

MURILLO, M. T.; BLESS, M. J. M. Spores of recent Colombian pteridophyta. I. Trilete spores. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 18, n. 3-4, p. 223-269, 1974.

MUZUKA, A. N.; RYNER, M.; HOLMGREN, K. 12,000-Year, preliminary results of the stable nitrogen and carbon isotope record from the Empakai Crater lake sediments, Northern Tanzania. **Journal of African Earth Sciences**, v. 40, n. 5, p. 293-303, 2004.

NEVES, P.C.P.; LORSCHUITTER, M.L. Palinologia de sedimentos de uma mata tropical paludosa em Terra de Areia, planície costeira norte, Rio Grande do Sul, Brasil. Descrições taxonômicas, Parte 1: fungos, algas, briófitos, pteridófitos, palinomorfos outros e fragmentos de invertebrados. **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo, v.15, n.36, p.8 -114, 1992.

NEVES, P.C.P.; LORSCHUITTER, M. L. Upper Quaternary palaeoenvironments in the northern coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil. **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**, v. 9, n. 1, p. 43-72, 1995.

NOVENKO, E. Y.; TSYGANOV, A. N.; VOLKOVA, E. M.; BABESHKO, K. V.; LAVRENTIEV, N. V.; PAYNE, R. J.; MAZEI, Y. A. The Holocene paleoenvironmental history of central European Russia reconstructed from pollen, plant macrofossil, and testate amoeba analyses of the Klukva peatland, Tula region. **Quaternary Research**, v. 83, n. 3, p. 459-468, 2015.

O'LEARY, M. H. Carbon isotopes in photosynthesis. **Bioscience**, Washington, v.38, p.328-336, 1988.

OLIVEIRA, M.; BAPTISTA, G. M. M.; CARNEIRO, C. D. R.; VECCHIA, F. A. S. História geológica e Ciência do clima: Métodos e origens do estudo dos ciclos climáticos na Terra. **Terræ**, 12 (1): 03-26. 2015.

ORTIZ, J. E.; TORRES, T.; DELGADO, A.; JULIA, R.; LUCINI, M.; LLAMAS, F. J.; REYES, E.; SOLER, V.; VALLE, M. The palaeoenvironmental and palaeohydrological evolution of Padul Peat Bog (Granada, Spain) over one million years, from elemental, isotopic and molecular organic geochemical proxies. **Organic geochemistry**, v. 35, n. 11, p. 1243-1260, 2004.

PAGE, S.E.; RIELEY, J.O.; BANKS, C.J.; Global and regional importance of the tropical peatland carbon pool. **Global Change Biology**, v. 17, n. 2, p. 798-818, 2011.

PARIZZI, M. G.; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; KOHLER, H. C. Genesis and environmental history of Lagoa Santa, southeastern Brazil. **The Holocene**, v. 8, n. 3, p. 311-321, 1998.

PEREIRA, M. G.; ANJOS, L. H. C.; VALLADARES, G. S. Organossolos: ocorrência, gênese, classificação, alterações pelo uso agrícola e manejo. In: TORRADO, P. V. et al. **Tópicos em Ciência do Solo IV**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 233 –277. 2005.

PEREIRA, J. C.; SILVA, A. K. G.; NALINI JÚNIOR, A.; H.; SILVA, E. P.; LENA, J. C. Distribuição, fracionamento e mobilidade de elementos-traço em sedimentos superficiais. *Química Nova*, v.30, n.5, p.1249-1255, 2007.

PESSENDA, L. C. R. et al. Natural radiocarbon measurements in Brazilian soils developed on basic rocks. ***Radiocarbon***, v. 38, n. 2, p. 203-208, 1996.

PESSENDA, L. C. R.; DE SOUZA RIBEIRO, A.; GOUVEIA, S. E. M.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; BENDASSOLLI, J. A. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. ***Quaternary Research***, v. 62, n. 2, p. 183-193, 2004a.

PESSENDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; VALENCIA, E. P. E. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. ***Quaternary international***, v. 114, n. 1, p. 35-43, 2004b.

PESSENDA, L. C. R., GOUVEIA, S., FREITAS, H. Isótopos do carbono. In L. Pessenda (ed.) ***Quaternário do Brasil***. USP, São Paulo, 2005 p. 75-83, 2005. ???/

PESSENDA, L. C. R., DE OLIVEIRA, P. E., MOFATTO, M., DE MEDEIROS, V. B., GARCIA, R. J. F., ARAVENA, R.; BENDASSOLI, J. A.; LEITE, A. Z.; SAAD, A. R.; ETCHEBEHERE, M. L. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 14 C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. ***Quaternary Research***, v. 71, n. 3, p. 437-452, 2009.

PESSENDA, L. C. R., VIDOTTO, E., DE OLIVEIRA, P. E., BUSO, A. A., COHEN, M. C. L., DE FÁTIMA ROSSETTI, D.; RICARDI-BRANCO, F.; BENDASSOLLI, J. A. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil. ***Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology***, v. 363, p. 57-68, 2012.

PESSENDA, L. C. R.; BUSO JUNIOR, A. A.; GOUVEIA, S. E. M.; LORENTE, F. L.; FRANCISQUINI, M. I. ***Estudos interdisciplinares na reconstrução milenar da dinâmica climática, da vegetação e marinha no Brasil***. 2. ed. rev. Piracicaba: CENA/USP, 2015. (Série Didática, v. 2).

PETERSON, B. J.; HOWARD, R. W. Sulfur, carbon, and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuaries of Sapelo Island, Georgia. ***Limnology and oceanography***, Grafton, v.32, n.6, p.1195-1213, 1987.

PETIT, J.R.; JOUZEL, J.; RAYNAUD, D.; BARKOV, N.I.; BARNOLA, J.-M.; BASILE, I.; BENDERS, M.; CHAPPELLAZ, J.; DAVIS, M.; DELAYQUE, G.; DELMOTTE, M.; KOTLYAKOV, V.M.; LEGRAND, M.; LIPENKOV, V.Y.; LORIUS, C.; PÉPIN, L.; RITZ, C.; SALTZMAN, E.; STIEVENARD, M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. ***Nature***, v. 399, p. 429-436. 1999.

PICCOLO, A.; MBAGWU, J. S. C. Role of hydrophobic components of soil organic matter in soil aggregate stability. ***Soil Science Society of America Journal***, v. 63, n. 6, p. 1801-1810, 1999.

PONTEVEDRA POMBAL, X.; MARTÍNEZ-CORTIZAS, A. Turberas de Galicia: procesos formativos, distribución y valor medioambiental. el caso particular de las “Serras Septentrionais”. **Chioglossa**, v. 2, n. Figura 1, p. 103–121, 2004.

PONTEVEDRA-POMBAL, X. **Turberas de montaña de Galicia: génesis, propiedades y su aplicación como registros ambientales geoquímicos**. 2002. Tese de Doutorado. Universidade de Santiago de Compostela.

POTES, M. L.; DICK, D. P.; DALMOLIN, R. S. D.; KNICKER, H.; ROSA, A. S. Matéria Orgânica em Neossolo de Altitude: Influência do Manejo da Pastagem na Sua Composição e Teor. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 34, p. 23-32, 2010.

RACZKA, M. F.; OLIVEIRA, P. E.; BUSH, M.; MCMICHAEL, C. H. Two paleoecological histories spanning the period of human settlement in southeastern Brazil. **Journal of Quaternary Science**, v. 28, n. 2, p. 144-151, 2013.

REIMANN, C.; FILZMOSE, P.; GARRETT, R. G.; DUTTER, R. **Statistical data analysis explained: applied environmental statistics with R**. Chichester: Wiley, 2008.

REIMER, P.J., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BLACKWELL, P.G., BRONK RAMSEY, C., BUCK, C.E., CHENG, H., EDWARDS, R.L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P.M., GUILDERS, T.P.; HAFLIDASON, H.; HAJDAS, I.; HATTÉ, C.; HEATON, T. J.; HOFFMANN, D. L.; HOGG, A. G.; HUGHEN, K. A.; KAISER, K. F.; KROMER, B.; MANNING, S. W.; NIU, M.; REIMER, R. W.; RICHARDS, D.A.; SCOTT, E. M.; SOUTHON, J. R.; STAFF, R.A.; TURNEY, C. S. M.; PLICHT, J. V. Intcal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. **RADIOCARBON**, V. 55, N. 4, P. 1869-1887, 2013.

REZANEZHAD, F.; PRICE, J. S.; QUINTON, W. L.; LENNARTZ, B.; MILOJEVIC, T.; VAN CAPPELLEN, P. Structure of peat soils and implications for water storage, flow and solute transport: A review update for geochemists. **Chemical Geology**, v. 429, p. 75–84, 2016.

RIBEIRO, A.; SILVA, A. C. Tesouros revelados. **Minas Faz Ciência**, Belo Horizonte - MG, n. 66, p.42-44, ago. 2016. Trimestral.

RIXHON, G.; BRIANT, R. M.; CORDIER, S.; DUVAL, M.; JONES, A.; SCHOLZ, D. Revealing the pace of river Landscape evolution during the Quaternary: recent developments in numerical dating methods. **Quaternary Science Reviews**, V. 166, P. 91-113, 2016.

ROUBIK, D. W.; MORENO, P. J. E. **Pollen and spores of Barro Colorado Island Missouri Botanical Garden**, New York, v.36, 270p.1991.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. Contribuição à Palinologia dos Cerrados. Acad. Bras. Ciências, Rio de Janeiro, 1973.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. Reconstrucción del ambiente a través de los granos de pólen. **Investigación y Ciencia**, Barcelona, v. 96, p.6-17, 1984.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. Vegetation and climatic changes in the Merida Andes during the last 13,000 years. **Boletim IG-USP**, São Paulo, n.8, p.159-170, 1991.

SALGADO-LABOURIAU, M. Late Quaternary palaeoclimate in the savannas of South America. **Journal of Quaternary Science**, v. 12, n. 5, p. 371-379, 1997.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. Reconstruindo as comunidades vegetais e o clima no passado. **Humanidades**, v. 48, n. 1, p. 24-40, 2001.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **Crítérios e técnicas para o Quaternário**. Edgard Blucher, 2007.

SANTOS, R. D.; LEMOS, R. C.; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 5.ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 100p.2005.

SCHUETZ, L. Atmospheric mineral dust-properties and source markers. In: LEINEN, M.; SARTHEIN, M. **Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport**. Springer, Dordrecht,.359–383. 1989

SILVA, A. C. **Diagnóstico e avaliação pedológica para o plano de manejo do Parque Estadual do Biribiri**. Diamantina, SEMAD/IEF,37p. 2004a.

SILVA, A. C. **Diagnóstico e avaliação pedológica para o plano de manejo do Parque Estadual do Rio Preto**. Diamantina, SEMAD/IEF, 34p. 2004b.

SILVA, A. C. **Diagnóstico e avaliação pedológica para o plano de manejo do Parque Estadual do Pico do Itambé**. Diamantina, SEMAD/IEF, 31p. 2004c.

SILVA, A.C.; VIDAL TORRADO, P.; MARTINEZ-CORTIZAS, A.; GARCIA-RODEJA, E. Solos do topo da Serra São José (Minas Gerais) e suas relações com o paleoclima no Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.28, p.345-363, 2004d.

SILVA, A.C.; VIDAL TORRADO, P.; MARTINEZ-CORTIZAS, A.; GARCIA-RODEJA, E. Soils of the São José Hills (Minas Gerais State, Brazil) and their relationship with palaeoclimate in southeastern Brazil. Brazil. **J. Soil Sci.**, 28:345-363, 2004e.

SILVA, A. C. Solos. In: SILVA, A.C.; PEDREIRA, L. C. V. S. F.; ALMEIDA ABREU, P. A. **Serra do Espinhaço Meridional: Paisagens e Ambientes**. Belo Horizonte: O Lutador, p. 50-78. 2005a.

SILVA, A. C. **Diagnóstico e avaliação pedológica para o plano de manejo da Área de Proteção Ambiental Águas Vertentes**. Diamantina, SEMAD/IEF,. 53p. 2005b.

SILVA, A.C.; VIDAL TORRADO, P.; PÉREZ, M.G.; MARTIN NETO, L.; VASQUEZ F.M. Relações entre matéria orgânica do solo e declividade de vertentes em Topossequência de latossolos do sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.31, p.1059-1068, 2007.

SILVA, A. C.; HORÁK, I.; VIDAL-TORRADO, P.; MARTINEZ CORTIZAS, A.; RODRIGUES RACEDO, J.; CAMPOS, J. R. R. Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional – MG. II - influência da drenagem na composição elementar e substâncias húmicas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 33, n. 5, 2009a.

SILVA, A.C.; HORÁK, I.; MARTÍNEZ CORTIZAS, A.; VIDAL-TORRADO, P.; RODRIGUEZ RACEDO, J.; GRAZZIOTTI, P.H.; SILVA, E.B.; FERREIRA, C.A. Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional: I Caracterização e classificação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, p. 1385-1398, 2009b.

SILVA, P. R. P. B.; BARROS, J. S.; GARLIPP, A. B.; SOUZA NETO, J. A.; SANTOS, E. J. Mapeamento geológico e levantamento geoquímico ambiental em sedimento de fundo na área da mineralização de Pb-Ba de Camutanga (PE). **Estudos Geológicos**, v. 20, n. 2, p. 35, 2010.

SILVA, M. L. **Mapeamento, estoque de matéria orgânica e valor ambiental das turfeiras da serra do espinhaço meridional – SdEM**. 2012. 126 p. Diamantina, 2012. Dissertação (Mestrado em Ciência Florestal) - Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Diamantina, 2012.

SILVA, A.C.; SILVA, E.V.; SILVA, B.P.C.; CAMARGO, P.B.; PEREIRA, R.C.; BARRAL, U.M.; BOTELHO, A.M.M.; VIDAL-TORRADO, P. Composição lignocelulósica e isotópica da vegetação e da matéria orgânica do solo de uma turfeira tropical: II - substâncias húmicas e processos de humificação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 37, p. 134-144, 2013a.

SILVA, E.V.; SILVA, A.C.; PEREIRA, R.C.; CAMARGO, P.B.; SILVA, B.P.C.; BARRAL, U.M.; MENDONÇA FILHO, C.V. Composição lignocelulósica e isotópica da vegetação e da matéria orgânica do solo de uma turfeira tropical: I - composição florística, fitomassa e acúmulo de carbono. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 37, p. 121-133, 2013b.

SILVA, M. L.; SILVA, A. C.; SILVA, B. P. C.; BARRAL, U. M.; SOUZA SOARES, P. G.; VIDAL-TORRADO, P. Mapeamento, estoque de matéria orgânica e de água das turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional – MG. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. 2013c.

SILVA, M. L.; SILVA, A. C. Gênese de turfeiras e mudanças ambientais quaternárias na Serra do Espinhaço Meridional–MG. **Geociências**, v. 35, n. 3, p. 393-404, 2016.

SMITH, R. J.; MAYLE, F. E. Impact of mid-to late Holocene precipitation changes on vegetation across lowland tropical South America: a paleo-data synthesis. **Quaternary Research**, v. 89, n. 1, p. 134-155, 2017.

SOROOSHIAN, S.; MARTINSON, D. G. Proxy indicators of climate. In: MARTINSON, D. G.; BRYAN K.; GHIL, M.; HALL, M. M.; KARL, T. R.; SARACHIK, E. S.; SOROOSHIAN S.; TALLEY, L. D. **Natural climate variability on decade-to-century time scales**. National Academies Press, 1995.

STEINMANN, P.; SHOTYK, W. Chemical composition, pH, and redox state of sulfur and iron in complete vertical porewater profiles from two Sphagnum peat bogs, Jura Mountains, Switzerland. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 61, n. 6, p. 1143-1163, 1997.

STOCKMAR, J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. **Pollen et spores**, 1971.

STRÍKIS, N.M.; CRUZ, F.W.; CHENG, H.; KARMANN, I.; EDWARDS, R.L.; VUILLE, M.; WANG, X.; DE PAULA, M.S.; NOVELLO, V.F.; AULER, A.S. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. **Geology**, Washington, v. 39, p. 1075-1078, 2011.

SUGUIDO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. Oficina de Textos, 2010.

SWIFT, R.S. Organic matter characterization. In: SPARKS, D.L. Methods of soil analysis Part 3. Chemical methods. **Soil Science society of America Journal**, Madison, p.1011-1069, 1996.

TABOADA, T., CORTIZAS, A. M., GARCÍA, C., & GARCÍA-RODEJA, E. Particle-size fractionation of titanium and zirconium during weathering and pedogenesis of granitic rocks in NW Spain. **Geoderma**, v. 131, n. 1, p. 218-236, 2006.

TRAVERSE, A. **Paleopalynology**. 2 ed. Hardbound: Springer Netherlands. 813p. 2007

TRUMBORE, S. E. Age of soil organic matter and soil respiration: radiocarbon constraints on belowground C dynamics. **Ecological Applications**, v.10, n. 2, p. 399 – 411, 2000.

TRYON, A.F.; LUGARDON, B. **Spores of the Pteridophyta. Surface, wall structure, and diversity based on electron microscope studies**. New York: Springer-Verlag, 648 p. 1991.

TURCQ, B.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; CORDEIRO, R. C.; SIFEDDINE, A.; SIMOES FILHO, F. F. L.; SOUZA, A. G.; ABRÃO, J. J.; OLIVEIRA, F. B. L.; SILVA, A. O.; CAPITÂNEO, J. Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. **Sedimentary Geology**, v. 148, n. 1, p. 319-342, 2002.

TYSON, R.V. **Sedimentary Organic Matter: organic facies and palynofacies**. Chapman & Hall, London. 1995. 6151 p.

UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE – USDA (Ed.). **Keys to Soil Taxonomy**. 12. ed. Washington: United States Department Of Agriculture Handbook, Natural Resources Conservation Service, 2014. 372 p.

VAN GEEL B. A paleoecological study of Holocene peat bog section in Germany and the Netherlands. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v.25, p.1-120, 1978.

VAN GEEL, B. Application of fungal and algal remains and other microfossils in palynological analyses. In: BERGLUND, B.E. (Ed.). **Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology**, Wiley, Chichester, p.497-505, 1986.

VAN GEEL, B., COOPE, G. R., VAN DER HAMMEN, T. Palaeoecology and stratigraphy of the Late-glacial type section at Usselo (The Netherlands). **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v. 60, p. 25-129, 1989.

VAN GEEL, B.; PALS J.P.; VAN REENEN G.B.A.; VAN HUISSTEDEN J. The indicator value of fossil fungal remains, illustrated by a palaeoecological record of a Late Eemian/Early

Weichselian deposit in the Netherlands. In: HERNGREEN, G.F.W.; L. VAN DER VALK (Ed.). Neogene and Quaternary geology of North-West Europe. **Meded. Rijks Geol. Dienst**, Amsterdam, v.52, p.297-315, 1995.

VAN GEEL, B.; VAN DER HAMMEN, T. Zygnemataceae in Quaternary Colombian sediments. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v.25, p.377-392, 1978.

VOGEL, J. C. **Fractionation of the carbon isotopes during photosynthesis**. New York: Springer-Verlag, 29p. 1980.

WAN, X.; XIAO, L.; VADEBONCOEUR, M. A.; JOHNSON, C. E.; Huang, Z. Response of mineral soil carbon storage to harvest residue retention depends on soil texture: A meta-analysis. **Forest Ecology and Management**, v. 408, p. 9-15, 2018.

WANNER, H.; BEER, J.; BUTIKOFER, J.; CROWLEY, T.J.; CUBASCH, U.; FLUCKIGER, J.; GOOSSE, H.; GROSJEAN, M.; JOOS, F.; KAPLAN, J. O.; KÜ TTEL, M.; MÜLLER, S. A.; PRENTICE, I. C.; SOLOMINA, O.; STOCKER, T. F.; TARASOV, P.; WAGNER, M.; WIDMANN, M. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. **Quaternary Science Reviews**, v. 27, n. 19–20, p. 1791–1828, 2008.

WARNER, B. G. Geology of Canadian wetlands. **Geoscience Canada**, v. 31, n. 2, 2004.

WEI, G.; XIE, L.; SUN, Y.; LU, Y.; LIU, Y. Major and trace elements of a peat core from Yunnan, Southwest China: implications for paleoclimatic proxies. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 58, p. 64-77, 2012.

WEISS, D.; SHOTYK, W.; RIELEY, J.; PAGE, S.; GLOOR, M.; REESE, S.; MARTINEZ-CORTIZAS, A. The geochemistry of major and selected trace elements in a forested peat bog, Kalimantan, SE Asia, and its implications for past atmospheric dust deposition. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 66, n. 13, p. 2307-2323, 2002.

WILSON, G.P.; A.L.; LENG, M.J.; GONZALEZ, S.; HUDDART, D. Variability of organic $\delta^{13}\text{C}$ and C/N in the Mersey Estuary, U.K. and its implications for sea-level reconstructions studies. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, Porto Alegre, v.64, p.685-698, 2005. FALTA BAIXAR

XU, Q.; ZHANG; S.; GAILLARD, M.; LI, M.; CAO, X.; TIAN, F.; LI, F. Studies of modern pollen assemblages for pollen dispersal deposition preservation process understanding and for pollen-based reconstructions of past vegetation, climate, and human impact: A review based on case studies in China. **Quaternary Science Reviews**, v. 149, p.151-166, 2016.

YBERT, J.P.; SALGADO-LABOURIAU, M.L.; BARTH, O.M.; LORSCHETTER, M.L.; BARROS, M.A.; CHAVES, S.A.M.; LUZ, C.F.P.; RIBEIRO, M.B.; SCHEEL, R.; VICENTINI, K.F. Sugestões para padronização da metodologia empregada em estudos palinológicos do Quaternário. **Boletim do Instituto Geológico da USP**, São Paulo, v.13, p.47-49, 1992.

ZHANG, W.; YAN, H.; CHENG, P.; LU, F.; LI, M.; DODSON, J.; ZHOU, W.; AN, Z. Peatland development and climate changes in the Dajiuhu basin, central China, over the last 14,100 years. **Quaternary International**, v. 425, p. 273-281, 2016.

ANEXO

Anexo A – Lista da vegetação da Turfeira Rio Preto utilizada para a construção da palinoteca de referência. As exsicatas estão depositadas no herbário da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri (DIAM)

Família	Espécie	Hábito	Código do Herbário DIAM
Asteraceae	<i>Achyrocline satureioides</i>	Hérbacea	5852
	<i>Baccharis reticularia</i>	Arbusto	5861
	<i>Baccharis sp.</i>	Arbusto	-
	<i>Mikania obtusata</i>	Arbusto	5858
	<i>Trixis vauthieri</i>	Arbusto	5860
	<i>Richtergo amplexifolia</i>	Hérbacea	5877
Cyperaceae	<i>Lagenocarpus rigidus</i>	Hérbacea	5855
	<i>Lagenocarpus tenuifolius</i>	Hérbacea	-
	<i>Rhynchospora globosa</i>	Hérbacea	-
	<i>Rhynchospora speciosa</i>	Hérbacea	5857
Eriocaulaceae	<i>Comanthera sp.</i>	Hérbacea	-
	<i>Comanthera xantholepis</i>	Hérbacea	-
	<i>Comanthera xeranthemoides</i>	Hérbacea	5869
	<i>Paepalanthus macrocephalus</i>	Hérbacea	5865
	<i>Syngonanthus nitens</i>	Hérbacea	
Melastomataceae	<i>Marcetia taxifolia</i>	Arbusto	5853
	<i>Lavoisiera imbricata</i>	Arbusto	5856
	<i>Leandra aurea</i>	Arbusto	5859
	<i>Microlicia cf. glandulifera</i>	Subarbusto	5871
	<i>Microlicia fulva</i>	Arbusto	5873
	<i>Trembleya parviflora</i>	Arbusto	5854
Fabaceae	<i>Chamaecrista distichoclada</i>	Hérbacea	5851
	<i>Crotalaria flavicoma</i>	Hérbacea	5875
Ericaceae	<i>Gaylussacia brasiliensis</i>	Hérbacea	-
Euphorbiaceae	<i>Croton campestris</i>	Subarbusto	5863
Gentianaceae	<i>Curtia tenuifolia</i>	Subarbusto	-
Lythraceae	<i>Cuphea micrantha</i>	Subarbusto	-
Poaceae	<i>Chusquea pinifolia</i>	Arbusto	-
Polygalaceae	<i>Polygala celosioides</i>	Hérbacea	-
Rubiaceae	<i>Galianthe sp.</i>	Arbusto	-
Verbenaceae	<i>Stachytarpheta reticulata</i>	Arbusto	-
Xyridaceae	<i>Xyris sp.</i>	Hérbacea	-

Anexo B – Valores de COT, N, razão C/N, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ de um testemunho da turfeira do Rio Preto.

Prof. (cm)	C -----%-----	N	C/N	$\delta^{13}\text{C}$ ----- ‰ -----	$\delta^{15}\text{N}$
0-5	38,14	1,559	24,46	-20,34	4,44
5-10	35,04	1,647	21,27	-20,93	5,66
10-15	39,95	1,343	29,74	-22,22	5,98
15-20	35,65	0,944	37,75	-23,15	5,70
20-25	29,04	0,732	39,65	-22,68	5,43
25-30	30,40	0,771	39,42	-22,19	5,34
30-35	35,19	0,864	40,72	-22,43	4,69
35-40	41,25	0,881	46,85	-22,47	4,74
40-45	41,65	0,872	47,74	-22,22	4,52
45-50	35,89	0,775	46,30	-21,99	4,20
50-55	39,30	0,934	42,07	-21,79	4,36
55-60	36,66	0,960	38,19	-21,22	4,30
60-65	35,92	0,949	37,90	-20,92	4,00
65-70	33,72	0,938	35,96	-20,57	4,07
70-75	31,76	0,888	35,78	-21,08	4,57
75-80	29,59	0,799	37,03	-21,53	4,44
80-85	28,62	0,830	34,50	-21,37	4,42
85-90	26,92	0,784	34,34	-21,56	4,69
90-95	27,12	0,785	34,56	-22,02	4,42
95-100	28,52	0,794	35,93	-22,69	4,25
100-105	27,20	0,776	35,04	-22,49	4,51
105-110	27,69	0,764	36,25	-22,18	4,07
110-115	25,73	0,760	33,86	-21,69	4,20
115-120	23,94	0,749	31,97	-21,33	4,47
120-125	22,67	0,694	32,67	-21,20	4,30
125-130	21,49	0,638	33,69	-21,14	4,11
130-135	35,92	0,949	37,90	-20,92	4,00
135-140	21,17	0,659	32,12	-21,97	4,37
140-145	23,49	0,694	33,84	-21,37	4,29
145-150	21,24	0,656	32,36	-21,19	4,32
150-155	22,72	0,739	30,75	-21,32	4,16
155-160	23,47	0,841	27,92	-19,75	3,91
160-165	25,98	0,733	35,45	-20,26	4,15
165-170	35,92	0,949	37,90	-20,92	4,00
170-175	33,34	0,997	33,42	-19,68	4,62
175-180	32,15	0,962	33,43	-20,59	3,82
180-185	33,23	0,962	34,55	-20,94	3,38
185-190	35,38	0,956	36,99	-22,18	2,84

Anexo B – Valores de COT, N, razão C/N, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ de um testemunho da turfeira do Rio Preto.

Prof. (cm)	C -----%-----	N	C/N	$\delta^{13}\text{C}$ ----- ‰ -----	$\delta^{15}\text{N}$
190-195	33,93	0,737	46,00	-24,20	3,01
195-200	36,79	0,916	40,16	-24,82	2,53
200-205	29,75	0,786	37,84	-24,87	2,39
205-210	25,01	0,694	36,03	-24,57	2,52
210-215	35,92	0,949	37,90	-20,92	4,00
215-220	21,08	0,562	37,51	-24,21	2,32
220-225	16,31	0,416	39,24	-24,65	1,88
225-230	19,59	0,525	37,28	-24,46	1,77
230-235	10,64	0,292	36,47	-23,71	1,58
235-240	7,06	0,212	33,26	-24,03	2,24
240-245	19,93	0,568	35,09	-24,22	1,91
240-250	9,44	0,257	36,74	-23,81	2,82
250-255	5,45	0,138	39,54	-24,13	3,57
255-260	5,67	0,143	39,70	-23,19	3,88
260-265	3,40	0,076	44,94	-23,15	1,67
265-270	2,02	0,048	42,38	-23,34	2,69
270-275	1,58	0,037	42,55	-23,73	2,82
275-280	1,62	0,036	45,01	-23,65	3,11
280-285	1,18	0,029	40,71	-23,38	3,26
285-290	1,32	0,032	40,89	-23,69	3,11
290-295	1,15	0,029	39,65	-23,74	2,88
295-300	2,91	0,079	37,01	-24,16	3,24
300-305	0,43	0,011	40,11	-23,43	0,35
305-310	0,72	0,016	44,29	-23,27	2,26
310-315	0,71	0,016	43,54	-23,62	2,33
315-320	1,05	0,026	39,85	-23,34	2,94
320-325	2,20	0,053	41,24	-23,69	2,48
325-330	1,96	0,051	38,53	-24,01	2,47
33-335	1,13	0,030	37,02	-23,39	2,90
335-340	0,61	0,014	44,11	-23,90	1,98
340-345	0,57	0,014	40,67	-24,00	1,80
345-350	0,53	0,014	39,05	-24,10	1,63
350-355	0,96	0,024	40,71	-23,88	2,08
355-360	4,88	0,120	40,67	-23,82	2,90
360-365	19,94	0,980	20,34	-21,33	5,01
360-371	33,61	1,581	21,26	-19,71	5,17

Anexo C - Valores de Si, S, Cu, Br, V, Rb, Al, K, Sr, Nb, Y, Fe da turfeira do Rio Preto

(continua)

Prof. (cm)	Si	S	Cu	Br	V	Rb	Al	K	Sr	Nb	Y	Fe
-----%												
0-5	15,267	0,322	0,013	0,011	0,004	0,000	4,292	0,542	0,000	0,000	0,000	5,654
10-15	17,073	0,322	0,008	0,011	0,015	0,000	7,529	5,018	0,000	0,000	0,000	5,018
15-20	17,638	0,360	0,011	0,013	0,033	0,000	13,710	1,305	0,007	0,000	0,000	1,933
20-25	18,565	0,233	0,000	0,009	0,068	0,004	21,106	2,588	0,011	0,000	0,004	1,674
25-30	21,192	0,159	0,008	0,006	0,065	0,006	25,568	3,700	0,012	0,000	0,004	2,006
30-35	18,456	0,170	0,009	0,007	0,061	0,007	24,823	3,675	0,013	0,000	0,004	1,975
35-40	14,451	0,191	0,009	0,005	0,053	0,004	20,349	3,088	0,006	0,000	0,000	1,774
40-45	13,801	0,285	0,009	0,007	0,065	0,003	19,077	3,154	0,005	0,000	0,000	1,794
45-50	11,177	0,315	0,009	0,007	0,057	0,004	17,724	2,812	0,005	0,000	0,000	1,462
50-55	10,916	0,311	0,010	0,006	0,078	0,003	17,592	3,120	0,005	0,000	0,000	1,597
55-60	11,566	0,303	0,010	0,006	0,078	0,004	18,499	3,213	0,005	0,000	0,000	1,652
60-65	13,220	0,307	0,011	0,007	0,077	0,006	19,709	3,867	0,008	0,000	0,003	1,988
65-70	14,938	0,345	0,011	0,006	0,085	0,007	22,981	4,398	0,009	0,000	0,004	2,335
70-75	15,312	0,295	0,011	0,008	0,093	0,009	22,634	4,485	0,012	0,000	0,004	2,421
75-80	16,939	0,269	0,011	0,006	0,088	0,007	24,520	4,762	0,009	0,000	0,003	2,472
80-85	18,127	0,260	0,014	0,007	0,104	0,010	26,924	5,269	0,012	0,003	0,005	2,860
85-90	17,615	0,248	0,011	0,006	0,092	0,008	25,764	5,099	0,012	0,003	0,005	2,598
90-95	20,417	0,272	0,012	0,006	0,123	0,012	28,719	5,905	0,017	0,004	0,006	2,928
95-100	18,545	0,229	0,009	0,005	0,112	0,009	26,301	5,248	0,013	0,000	0,004	2,486
100-105	18,453	0,255	0,011	0,006	0,100	0,008	25,998	4,969	0,013	0,003	0,005	2,594
105-110	21,488	0,285	0,013	0,005	0,116	0,008	27,978	5,501	0,014	0,004	0,005	2,846
110-115	23,465	0,358	0,016	0,008	0,134	0,011	29,390	5,672	0,023	0,009	0,010	3,070

Anexo C - Valores de Si, S, Cu, Br, V, Rb, Al, K, Sr, Nb, Y, Fe da turfeira do Rio Preto

(continua)

Prof.	Si	S	Cu	Br	V	Rb	Al	K	Sr	Nb	Y	Fe
(cm)	-----%-----											
115-120	22,262	0,324	0,011	0,000	0,000	0,010	28,300	4,965	0,020	0,009	0,010	2,585
120-125	22,765	0,317	0,012	0,007	0,000	0,009	29,466	5,085	0,020	0,009	0,013	2,566
125-130	12,809	0,154	0,005	0,003	0,000	0,004	20,274	2,494	0,009	0,005	0,006	1,068
130-135	25,495	0,295	0,013	0,000	0,166	0,010	29,303	5,396	0,019	0,009	0,009	2,756
135-140	23,205	0,342	0,012	0,000	0,139	0,011	30,775	4,830	0,021	0,010	0,012	2,452
140-145	24,658	0,330	0,012	0,000	0,000	0,012	29,979	4,931	0,024	0,012	0,011	2,478
145-150	22,731	0,352	0,010	0,000	0,132	0,011	30,441	4,818	0,022	0,010	0,011	2,486
150-155	21,228	0,236	0,010	0,004	0,000	0,007	27,946	4,272	0,018	0,008	0,009	2,197
155-160	23,396	0,302	0,012	0,000	0,000	0,011	29,536	4,605	0,023	0,011	0,013	2,619
160-165	23,943	0,287	0,014	0,000	0,000	0,009	30,518	4,337	0,017	0,010	0,011	2,549
165-170	22,159	0,302	0,010	0,000	0,171	0,010	28,515	4,263	0,020	0,011	0,011	2,429
170-175	18,641	0,327	0,011	0,000	0,125	0,008	25,744	3,436	0,017	0,009	0,010	2,100
175-180	17,710	0,339	0,010	0,000	0,114	0,008	24,613	3,306	0,017	0,007	0,009	2,077
180-185	16,866	0,383	0,011	0,000	0,000	0,008	24,472	3,334	0,017	0,007	0,009	2,181
185-190	17,158	0,383	0,012	0,000	0,000	0,007	24,465	3,525	0,018	0,007	0,009	2,096
190-195	16,740	0,421	0,010	0,000	0,000	0,007	24,651	3,417	0,016	0,006	0,009	2,111
195-200	12,802	0,498	0,013	0,000	0,127	0,000	22,246	2,661	0,012	0,005	0,006	1,698
200-205	14,679	0,471	0,014	0,007	0,169	0,000	24,416	2,995	0,013	0,006	0,007	1,987
205-210	15,566	0,277	0,010	0,007	0,098	0,005	24,801	2,683	0,011	0,004	0,005	1,638
210-215	22,415	0,225	0,012	0,008	0,131	0,005	31,971	3,929	0,017	0,006	0,008	2,326
215-220	21,896	0,223	0,010	0,006	0,000	0,005	31,001	3,955	0,017	0,006	0,008	2,311
220-225	23,336	0,156	0,009	0,000	0,108	0,006	32,339	4,379	0,016	0,005	0,007	2,389

Anexo C - Valores de Si, S, Cu, Br, V, Rb, Al, K, Sr, Nb, Y, Fe da turfeira do Rio Preto

(continua)

Prof. (cm)	Si	S	Cu	Br	V	Rb	Al	K	Sr	Nb	Y	Fe
-----%-----												
225-230	28,393	0,157	0,011	0,000	0,000	0,007	34,668	5,189	0,017	0,006	0,008	2,743
230-235	26,760	0,293	0,000	0,000	0,000	0,000	31,996	4,612	0,014	0,006	0,007	2,359
235-240	33,667	0,416	0,000	0,000	0,000	0,000	34,828	5,721	0,015	0,007	0,009	2,571
240-245	41,767	0,572	0,012	0,000	0,000	0,000	33,050	4,933	0,013	0,000	0,000	1,840
240-250	29,002	0,442	0,016	0,000	0,000	0,000	31,577	4,784	0,013	0,007	0,008	2,370
250-255	33,258	0,166	0,013	0,000	0,000	0,007	36,104	5,956	0,016	0,008	0,008	2,750
255-260	39,168	0,113	0,000	0,000	0,000	0,000	36,397	6,325	0,113	0,010	0,011	2,435
260-265	35,586	0,148	0,010	0,000	0,000	0,007	34,173	4,619	0,011	0,008	0,009	1,786
265-270	45,336	0,137	0,000	0,000	0,000	0,000	33,012	4,942	0,012	0,008	0,011	1,755
270-275	48,174	0,099	0,012	0,000	0,000	0,000	32,193	5,066	0,009	0,008	0,007	1,521
275-280	48,459	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	32,205	5,504	0,011	0,008	0,008	1,669
280-285	47,490	0,110	0,000	0,000	0,000	0,000	32,838	5,537	0,012	0,008	0,009	1,702
285-290	48,084	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	33,187	5,249	0,010	0,008	0,007	1,752
290-295	49,089	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	31,469	5,801	0,012	0,008	0,008	1,848
295-300	46,093	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	34,206	5,944	0,011	0,007	0,008	1,883
300-305	41,341	0,000	0,015	0,000	0,000	0,007	35,055	6,359	0,018	0,011	0,010	2,595
305-310	50,140	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	32,501	5,965	0,009	0,006	0,006	1,635
310-315	49,648	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	32,228	5,542	0,011	0,008	0,007	1,721
315-320	50,404	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	31,846	5,523	0,129	0,009	0,007	1,654
320-325	47,466	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	33,642	5,635	0,010	0,006	0,008	1,803
325-330	41,323	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	35,418	6,321	0,016	0,013	0,011	2,369
330-335	42,859	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	34,818	6,007	0,016	0,012	0,012	2,243

Anexo C - Valores de Si, S, Cu, Br, V, Rb, Al, K, Sr, Nb, Y, Fe da turfeira do Rio Preto

(conclusão)

Prof.	Si	S	Cu	Br	V	Rb	Al	K	Sr	Nb	Y	Fe
(cm)	-----%-----											
335-340	43,525	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	35,633	5,944	0,013	0,008	0,009	2,051
340-345	55,863	0,093	0,024	0,000	0,000	0,000	27,943	4,847	0,007	0,000	0,000	1,096
345-350	65,639	0,125	0,000	0,000	0,000	0,000	22,085	3,451	0,000	0,000	0,000	0,595
350-355	57,868	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	28,032	4,755	0,000	0,000	0,000	1,122
355-360	51,652	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	32,008	5,167	0,007	0,000	0,000	1,536
360-365	36,445	0,000	0,012	0,005	0,000	0,006	37,995	6,963	0,014	0,006	0,006	3,033
360-370	33,606	0,000	0,012	0,010	0,000	0,007	38,278	7,109	0,018	0,009	0,009	3,596
370-371	35,128	0,000	0,008	0,008	0,000	0,007	35,378	6,126	0,014	0,008	0,007	2,680

Anexo D – Teor de Material Mineral e Matéria Orgânica da turfeira do Rio Preto

(continua)

Prof. (cm)	Material Mineral %	Matéria Orgânica g Kg⁻¹
0-5	21,40	78,60
10-15	28,54	71,46
15-20	27,04	72,96
20-25	36,42	63,58
25-30	47,47	52,53
30-35	45,43	54,57
35-40	36,67	63,33
40-45	26,52	73,48
45-50	25,66	74,34
50-55	26,44	73,56
55-60	29,65	70,35
60-65	34,93	65,07
65-70	35,92	64,08
70-75	39,91	60,09
75-80	44,03	55,97
80-85	47,60	52,40
85-90	50,56	49,44
90-95	50,87	49,13
95-100	51,96	48,04
100-105	47,80	52,20
105-110	69,08	30,92
110-115	49,89	50,11
115-120	54,99	45,01
120-125	56,14	43,86
125-130	59,00	41,00
130-135	64,54	35,46
135-140	58,39	41,61
140-145	41,70	58,30
145-150	58,76	41,24
150-155	59,96	40,04
155-160	58,33	41,67
160-165	59,78	40,22
165-170	54,82	45,18
170-175	47,28	52,72
175-180	41,72	58,28
180-185	41,50	58,50

Anexo D – Teor de Material Mineral e Matéria Orgânica da turfeira do Rio Preto
(conclusão)

Prof. (cm)	Material Mineral %	Matéria Orgânica g Kg⁻¹
190-195	38,94	61,06
195-200	36,82	63,13
200-205	34,70	65,30
205-210	45,08	54,92
210-215	54,51	45,49
215-220	58,55	41,45
220-225	61,74	38,26
225-230	70,43	29,57
230-235	64,98	35,02
235-240	78,83	21,17
240-245	87,84	12,16
240-250	73,79	26,21
250-255	83,54	16,46
255-260	90,52	9,48
260-265	89,37	10,63
265-270	90,06	9,94
270-275	95,37	4,63
275-280	96,97	3,03
280-285	95,36	4,64
285-290	96,74	3,26
290-295	96,62	3,38
295-300	95,80	4,20
300-305	92,28	7,72
305-310	97,95	2,05
310-315	95,73	4,27
315-320	97,78	2,22
320-325	96,79	3,21
325-330	92,29	7,71
330-335	91,37	8,63
335-340	92,97	7,03
340-345	97,36	2,64
345-350	95,39	4,61
350-355	95,39	4,61
355-360	96,83	3,17
360-365	87,22	12,78
360-370	81,82	18,18
370-371	89,27	10,73

Anexo E - Porcentagem dos palinomorfos encontrados nas análises palinológicas da turfeira do Rio Preto, indicadores regionais.

(continua)

Hábito	Táxons	NÍVEIS ESTRATIGRÁFICOS ANALISADOS (cm)							
		1	2	3	4	5	6	7	8
		0-1	18-19	49-50	169-170	270-271	314-315	327-328	370-371
Arbóres	Cyristax	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
	Alnus	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
	Drimys	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0
	Podocarpus	0,0	0,0	0,0	1,2	0,9	0,0	0,0	0,0
	Tapirira	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0
	Tabebuia	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0
Arbóreas e Arbustiva	Berberis	0,0	0,0	0,0	0,0	3,1	3,7	3,0	2,2
	Alchornea	0,5	0,3	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
	Myrcia	0,5	0,0	0,4	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
	Symplocos	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	0,0	3,1
	Schefflera	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Hedyosmum	19,9	31,1	7,8	0,7	1,3	1,0	0,0	0,9
	Ilex	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
	Mimosa bimucronata	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Sorocea	2,6	1,4	5,6	0,0	0,4	1,0	0,0	0,0
	Weinmannia	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0
	Myrsine	2,1	0,0	0,0	0,0	0,4	0,2	0,2	0,9
	Rhamnus	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
	Celtis	0,0	0,0	1,3	1,2	0,0	0,0	0,2	0,0
	Trema	0,0	0,0	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Arbustiva	Tournefortia villosa	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
	Gaylussacia	1,6	3,1	0,0	0,5	4,9	1,6	18,8	0,6
	Helicteres	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	2,2
	Mikania obtusata	1,6	1,0	0,9	7,1	6,2	0,5	0,9	3,1

Anexo E - Porcentagem dos palinomorfos encontrados nas análises palinológicas da turfeira do Rio Preto, indicadores regionais.

(continua)

Hábito	Táxons	NÍVEIS ESTRATIGRÁFICOS ANALISADOS (cm)							
		1	2	3	4	5	6	7	8
		0-1	18-19	49-50	169-170	270-271	314-315	327-328	370-371
Arbustivo e Subarbustivo	Baccharis	3,7	9,3	1,3	2,7	12,9	17,4	3,7	42,3
	Desmodium	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Vernonia	0,5	2,1	0,0	2,2	0,9	0,0	0,2	0,3
	Gomphrena	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
Subarbustiva e Herbácea	Buchnera lavandulacea	0,0	0,7	1,3	0,0	0,9	3,6	0,2	2,2
	Cuphea ericoides	1,0	0,7	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Borreria verticillata	0,5	0,0	1,3	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0
	Borreria latifolia	1,05	0,00	0,00	0,00	0,44	0,00	0,00	0,00
Herbácea e Lina	Diodia	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Galium	0,52	0,35	0,00	0,00	1,33	0,00	0,69	0,94
	Dioscorea	0,00	1,04	0,43	0,25	1,78	0,81	1,16	1,57
	Amphilophium frutescens	0,00	0,00	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Liana	Fridericia dichotoma	0,00	0,00	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Xylophragma myrianthum	0,00	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Ambrosia	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,81	0,00	0,00
	Poaceae	45,03	37,72	66,38	78,92	29,78	38,31	37,50	31,97
Herbácea	Syngonium	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00
	Wahlenbergia	0,00	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Eryngium	0,00	0,00	0,00	0,00	0,44	0,00	0,93	0,31
	Eriocaulaceae	0,00	0,00	0,00	0,00	0,89	0,16	0,93	0,00
	Xyris	1,57	0,35	2,59	0,74	12,89	5,52	4,17	0,94
	Billbergia	0,00	0,00	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Anexo E - Porcentagem dos palinomorfos encontrados nas análises palinológicas da turfeira do Rio Preto, indicadores regionais.

(continua)

Hábito	Táxons	NÍVEIS ESTRATIGRÁFICOS ANALISADOS (cm)							
		1	2	3	4	5	6	7	8
		0-1	18-19	49-50	169-170	270-271	314-315	327-328	370-371
Herbácea	Billbergia	0,00	0,00	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Hyptis	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00
	Chamaecrista	0,00	0,00	0,00	0,00	0,44	0,81	0,00	0,00
	Sebastiania	0,00	0,00	0,00	0,00	0,89	0,00	0,00	0,00
	Solanum	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00
	Eremanthus	1,05	1,04	0,00	2,45	10,67	0,81	18,06	4,08
	Polygala	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Menispermaceae	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00
	Trixis	1,05	5,19	0,43	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00
	Piper	2,62	0,00	0,00	0,25	1,78	0,16	0,00	0,00
	Byrsonima	2,62	0,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Bignoniaceae	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	0,00	0,00
	Melastomataceae	1,05	0,69	2,59	0,49	4,00	17,53	5,09	1,88
	Psychotria	0,52	1,38	0,00	0,25	0,44	0,16	0,93	0,00
	Rubiaceae	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00
Pólen não identificado		4,19	0,00	1,29	0,49	1,78	0,16	1,85	0,31

Anexo E - Porcentagem dos palinomorfos encontrados nas análises palinológicas da turfeira do Rio Preto, indicadores locais.

(continua)

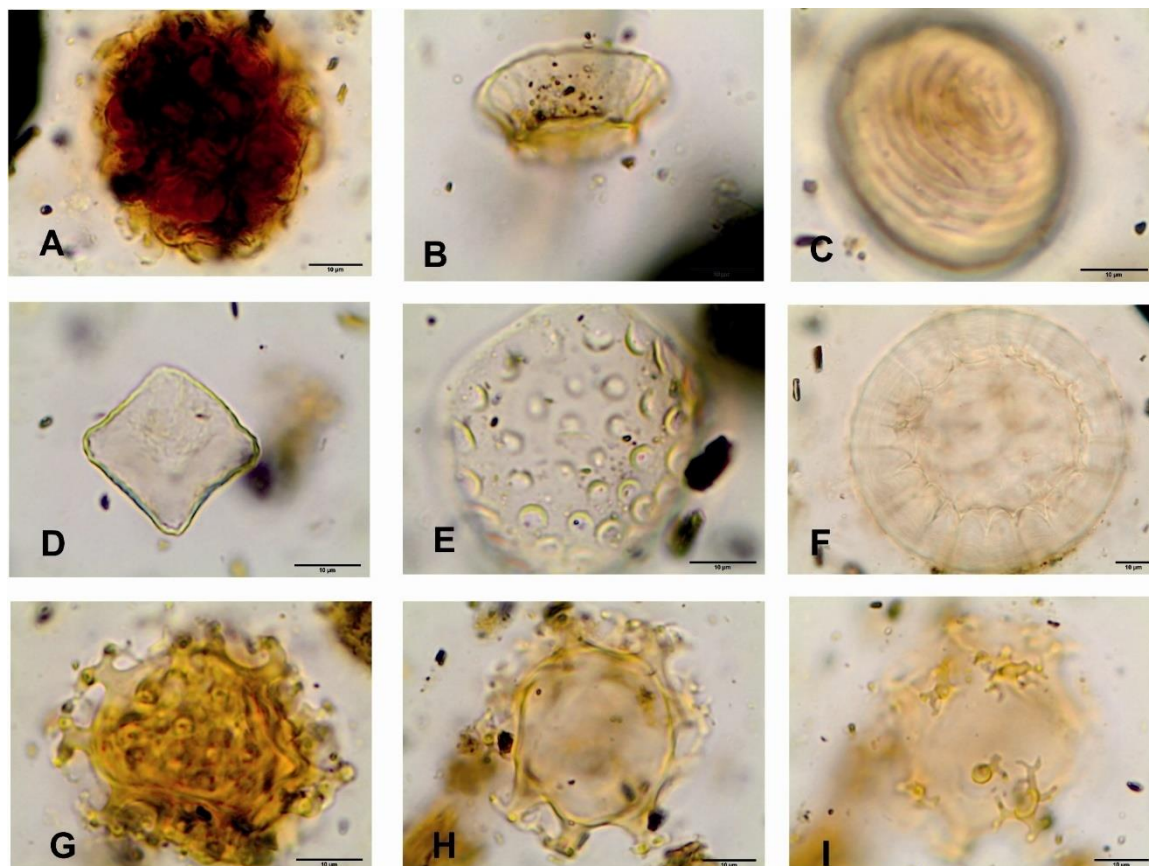
Hábito	Táxons	NÍVEIS ESTRATIGRÁFICOS ANALISADOS (cm)							
		1	2	3	4	5	6	7	8
		0-1	18-19	49-50	169-170	270-271	314-315	327-328	370-371
Hidro-Higrófitas	Cyperaceae	14,29	2,87	11,90	10,33	13,01	5,15	3,76	11,72
	Drosera	2,86	1,72	0,00	0,94	0,00	0,00	0,00	0,00
	Sagittaria	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,00	0,00
	Typha	2,86	5,17	4,76	5,16	0,00	0,00	1,50	0,00
	Utricularia	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,50	0,00
	Spathiphyllum	22,86	0,57	4,76	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Briófitas	Atractylolcarpus	0,00	0,00	0,00	0,00	0,81	0,00	0,00	0,00
	Bruchia	5,71	0,57	0,00	0,00	1,63	0,00	2,26	0,00
	Bryophyta 1	2,86	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pteridófitas	Serpocaulon	0,00	4,02	2,38	0,00	2,44	0,00	3,76	7,59
	Serpocaulon	0,00	4,02	2,38	0,00	2,44	0,00	3,76	7,59
	Doryopteris	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,15	0,00	0,00
	Cyathea	0,00	2,30	0,00	1,88	0,81	0,00	0,00	0,00
	Equisetum	0,00	1,15	4,76	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Ophioglossum	0,00	22,41	0,00	0,00	0,00	0,00	16,54	11,03
	Pityrogramma	0,00	0,00	0,00	9,86	5,69	3,09	20,30	0,00
	Blechnum	25,71	35,06	57,14	35,68	2,44	2,06	3,01	2,07
	Pteris	0,00	1,72	0,00	0,00	6,50	5,15	3,01	0,00
	Dennstaedtiaceae	0,00	0,00	0,00	0,00	2,86	0,00	0,00	0,00
	Microgramma	8,62	0,00	2,30	0,00	0,00	0,57	0,57	0,00

Anexo E - Porcentagem dos palinomorfos encontrados nas análises palinológicas da turfeira do Rio Preto, indicadores locais.

(conclusão)

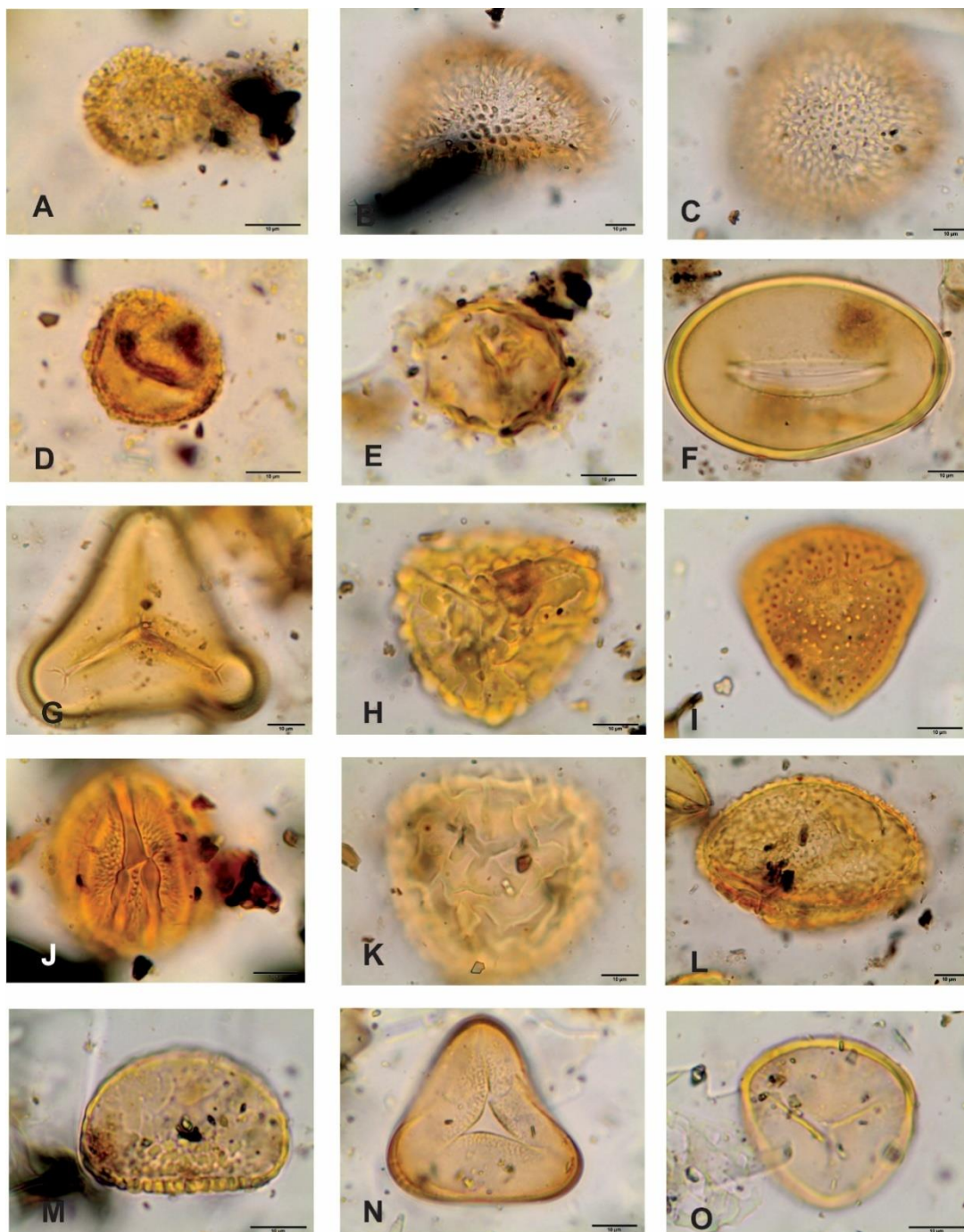
Hábito	Táxons	NÍVEIS ESTRATIGRÁFICOS ANALISADOS (cm)							
		1	2	3	4	5	6	7	8
		0-1	18-19	49-50	169-170	270-271	314-315	327-328	370-371
Pteridófitas	Microgramma	8,62	0,00	2,30	0,00	0,00	0,57	0,57	0,00
	Lophosoria	0,00	2,38	0,00	2,38	0,00	0,00	0,00	0,00
	Adiantum	2,82	2,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Asplenium	0,00	7,32	3,25	1,63	0,00	0,00	0,81	26,02
	Anemia	0,00	0,00	4,12	2,06	0,00	1,03	1,03	1,03
	Selaginella	0,75	18,80	12,03	0,00	0,00	0,00	1,50	0,00
	Alsophila capensis	0,00	0,00	2,76	0,00	0,00	0,00	1,38	0,00
	Pteridophyta 7	0,00	0,00	0,00	0,00	1,63	1,03	0,00	0,00
	Esporo não identificado	0,00	0,00	0,00	4,69	0,81	0,00	0,75	0,00
Alga	Botryococcus	8,57	2,87	0,00	9,39	5,69	0,00	2,26	0,00
	Coelastrum	0,00	0,00	0,00	0,00	2,44	0,00	0,00	0,00
	Debarya	2,86	1,72	0,00	0,00	1,63	42,27	1,50	28,97
	Mougeotia	2,86	0,00	2,38	0,00	4,88	2,06	0,75	4,83
	Pseudoschizea	0,00	3,45	7,14	7,04	8,94	2,06	1,50	2,76
	Zygnema	0,00	1,15	0,00	0,00	1,63	21,65	4,51	26,90
	Alga não identificada	0,00	0,57	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pirrófitas	Spiniferites	5,71	0,57	0,00	9,86	0,00	0,00	0,00	0,00

Anexo F –Prancha 1 - Fotomicrografias dos palinomorfos da turfeira Rio Preto.



Prancha 1. Fotomicrografias de algas e dinoflagelados observados nas amostras da turfeira do Rio Preto, Parque Estadual do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional, município de São Gonçalo do Rio Preto, Minas Gerais. **A:** *Botryococcus*. **B:** *Debarya*. **C:** *Insertae sedis Pseudoschyzia*. **D:** *Mougeotia*. **E:** *Zignema*. **F:** Alga não identificada 1. **G-I:** Dinophyceae, *Spiniferites*. Escalas nas figuras = 10µ.

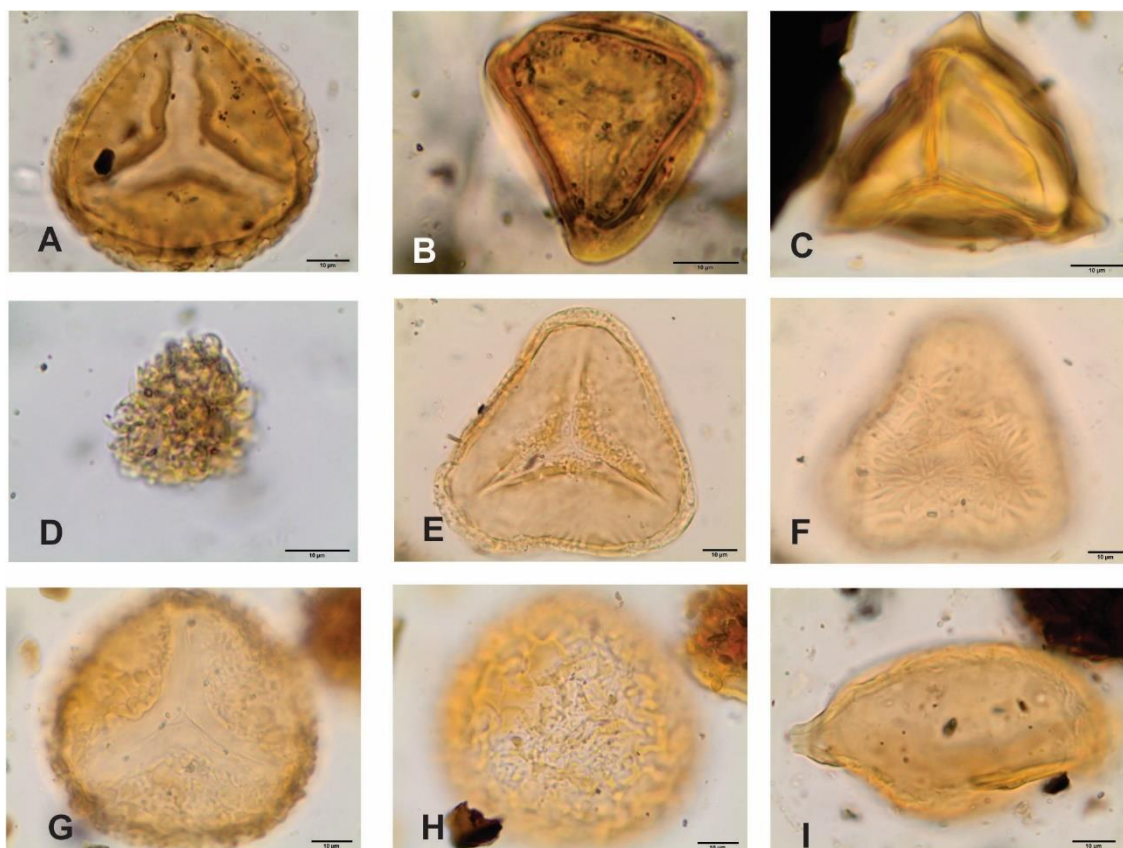
Anexo F – Prancha 2 - Fotomicrografias dos palinomorfos da turfeira da turfeira Rio Preto.



Prancha 2. Fotomicrografias de esporos de Briófitas, Licófitas e Samambaias observados nas amostras da turfeira do Rio Preto, Parque Estadual do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional, município de São Gonçalo do Rio Preto, Minas Gerais.

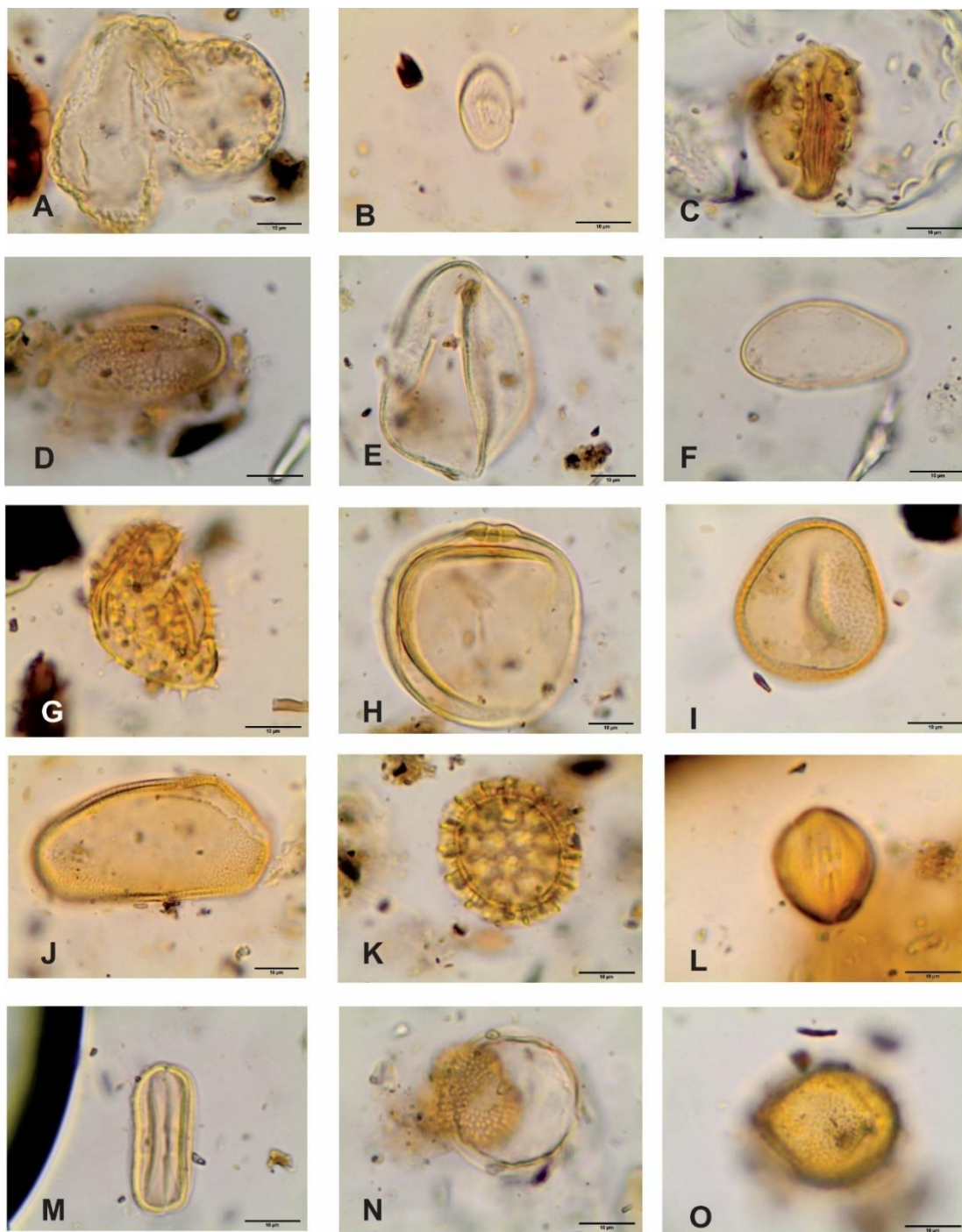
Bryophytes. **A:** *Atractylolcarpus*. **B-C:** *Bruchia*. **D:** *Bryophyta* tipo 1. **Licófitas e Samambaias.** **E:** Aspleniaceae, *Asplenium*. **F:** Blechnaceae, *Blechnum*. **G:** Cyatheaceae, *Cyathea*. **H:** tipo Dennstaedtiaceae. **I:** Dicksoniaceae, *Lophosoria*. **J:** Equisetaceae, *Equisetum*. **K:** Ophioglossaceae, *Ophioglossum*. **L:** Polypodiaceae, *Microgramma*. **M:** Polypodiaceae, *Serpocaulon*. **N:** Pteridaceae, *Adiantum*. **O:** Pteridaceae, *Doryopteris*. Escalas nas figuras = 10µ.

Anexo F – Prancha 3 - Fotomicrografias dos palinomorfos da turfeira da turfeira Rio Preto.



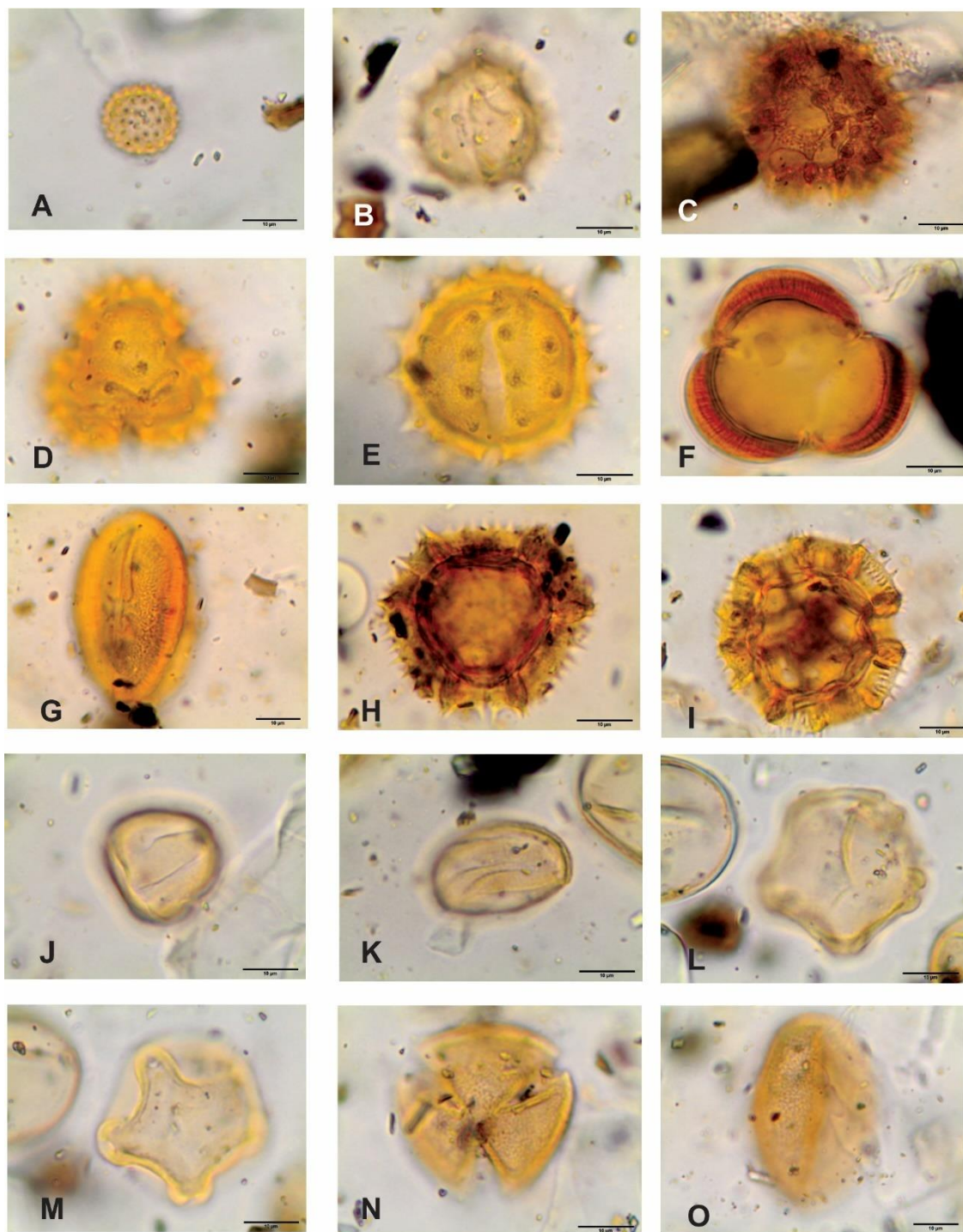
Prancha 3. Fotomicrografias de esporos de Licófitas e Samambaias observados nas amostras da turfeira do Rio Preto, Parque Estadual do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional, município de São Gonçalo do Rio Preto, Minas Gerais. **Licófitas e Samambaias.** **A:** Pteridaceae, *Pityrogramma*. **B:** Pteridaceae, *Pteris*. **C:** Schizaeaceae, *Anemia*. **D:** Sellaginellaceae, *Selaginella*. **E-F:** Cyatheaceae, *Alsophila capensis*. **G-H:** Não identificado tipo 7. **I:** Palinomorfo não identificado. Escalas nas figuras = 10µ.

Anexo F – Prancha 4 - Fotomicrografias dos palinomorfos da turfeira da turfeira Rio Preto.



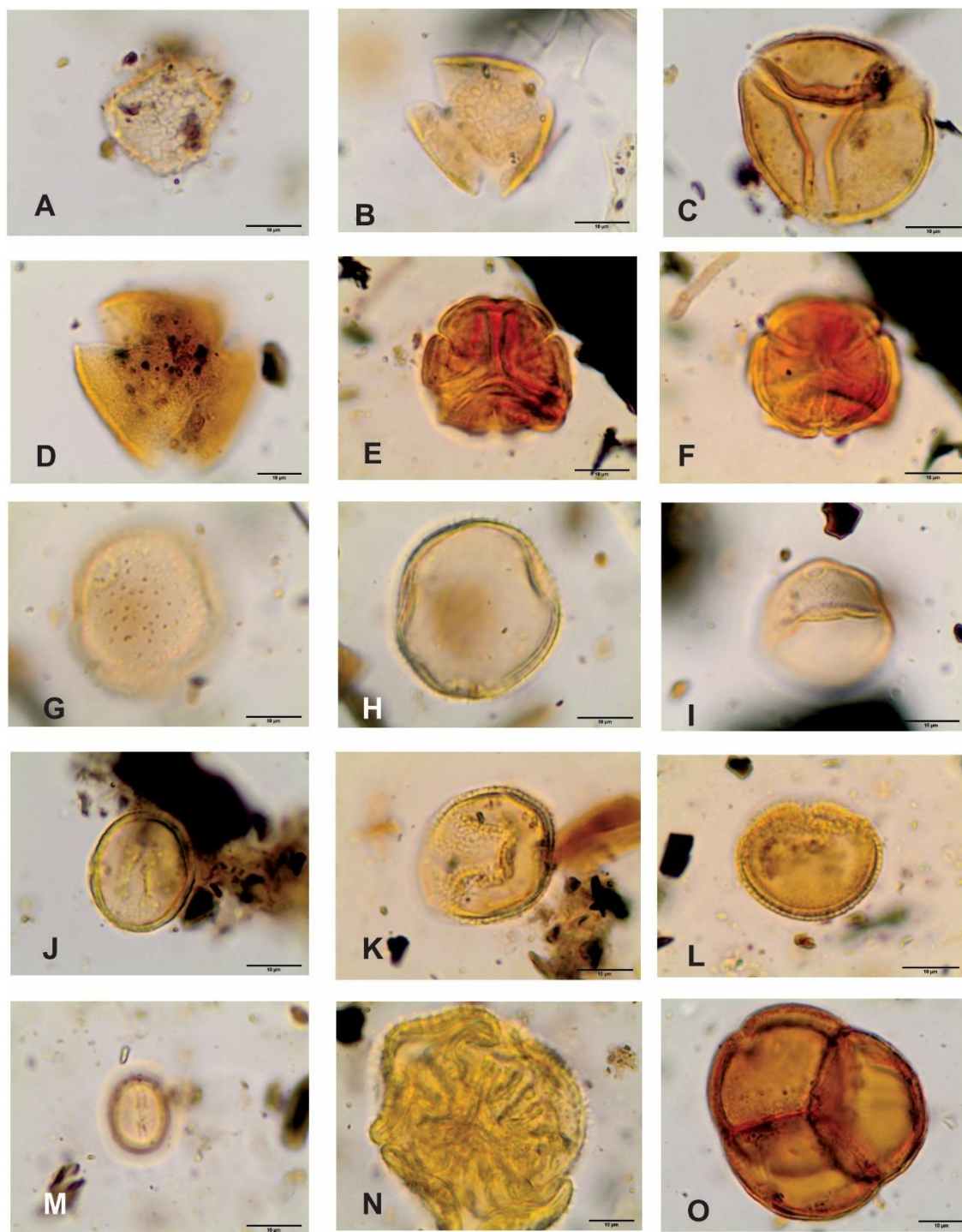
Prancha 4. Fotomicrografias de grãos de pólen de Gimnospermae, Angiospermae monocotiledôneas e edicotiledôneas observados nas amostras da turfeira do Rio Preto, Parque Estadual do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional, município de São Gonçalo do Rio Preto, Minas Gerais. Gimnospermae. **A:** Podocarpaceae, *Podocarpus*. Angiospermae monotiledôneas. **B:** Araceae, *Spathiphyllum*. **C:** Araceae, *Syngonium*. **D:** Bromeliaceae, *Billbergia*. **E:** Cyperaceae. **F:** Dioscoreaceae, *Dioscorea*. **G:** Eriocaulaceae. **H:** Poaceae. **I:** Typhaceae, *Typha*. **J:** Xyridaceae, *Xyris*. Angiospermae eudicotiledôneas. **K:** Amaranthaceae, *Gomphrena*. **L:** Anacardiaceae, *Tapirira*. **M:** Apiaceae, *Eryngium*. **N:** Aquifoliaceae, *Ilex*. **O:** Aerialiaceae, *Schefflera*. Escalas nas figuras = 10µ.

Anexo F – Prancha 5 - Fotomicrografias dos palinomorfos da turfeira da turfeira Rio Preto.



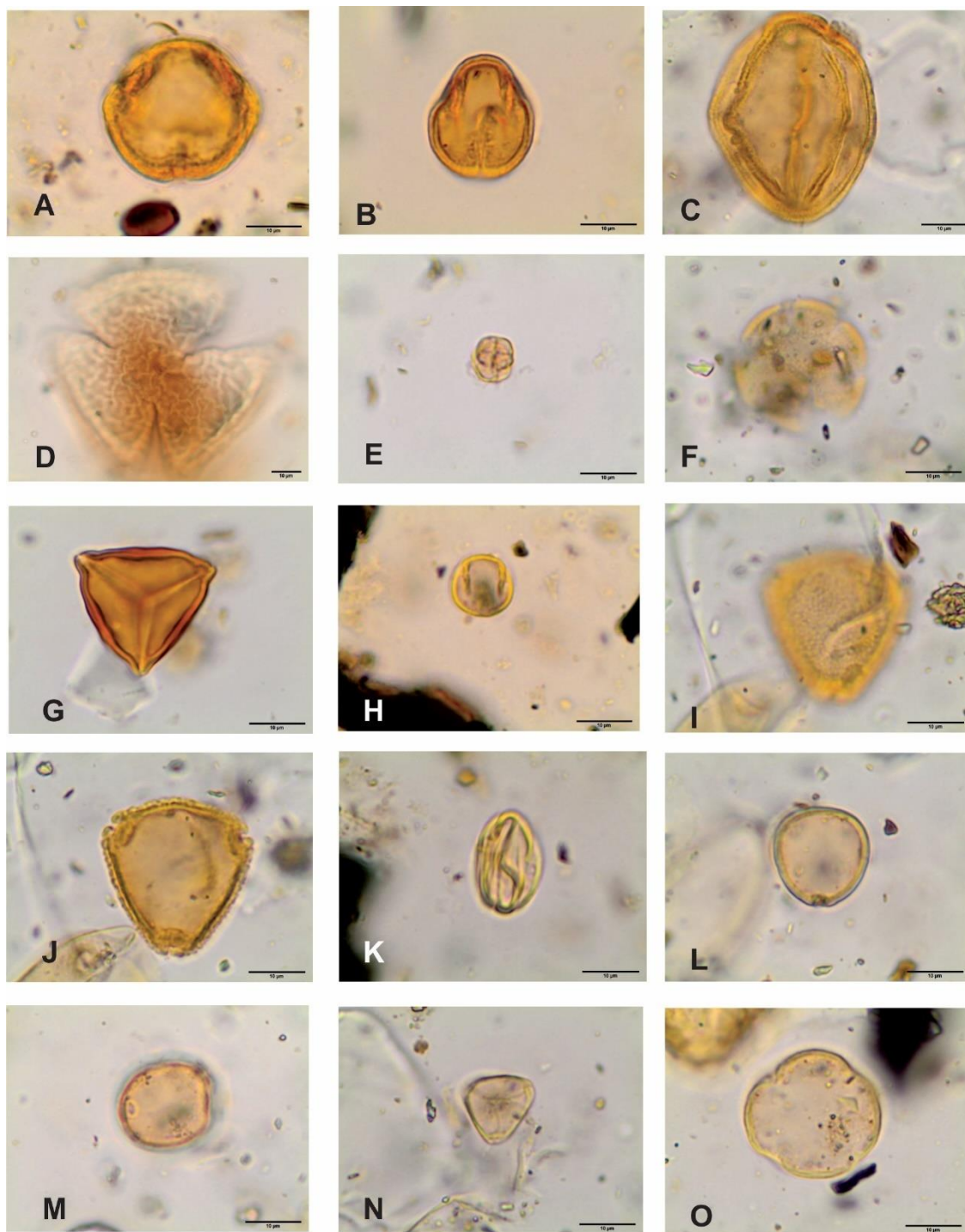
Prancha 5. Fotomicrografias de grãos de pólen de Angiospermae edicotiledôneas observados nas amostras da turfeira do Rio Preto, Parque Estadual do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional, município de São Gonçalo do Rio Preto, Minas Gerais. Angiospermae eudicotiledôneas. **A:** Asteraceae, *Ambrosia*. **B:** Asteraceae, *Baccharis*. **C:** Asteraceae, *Eremanthus*. **D-E:** Asteraceae, *Mikania obtusata*. **F-G:** Asteraceae, *Trixis*. **H-I:** Asteraceae, *Vernonia*. **J-K:** Berberidaceae, *Berberis*. **L:** Betulaceae, *Alnus*. **M:** Apiaceae, *Eryngium*. **N-O:** Bignoniaceae. Escalas nas figuras = 10µ.

Anexo F – Prancha 6 - Fotomicrografias dos palinomorfos da turfeira da turfeira Rio Preto.



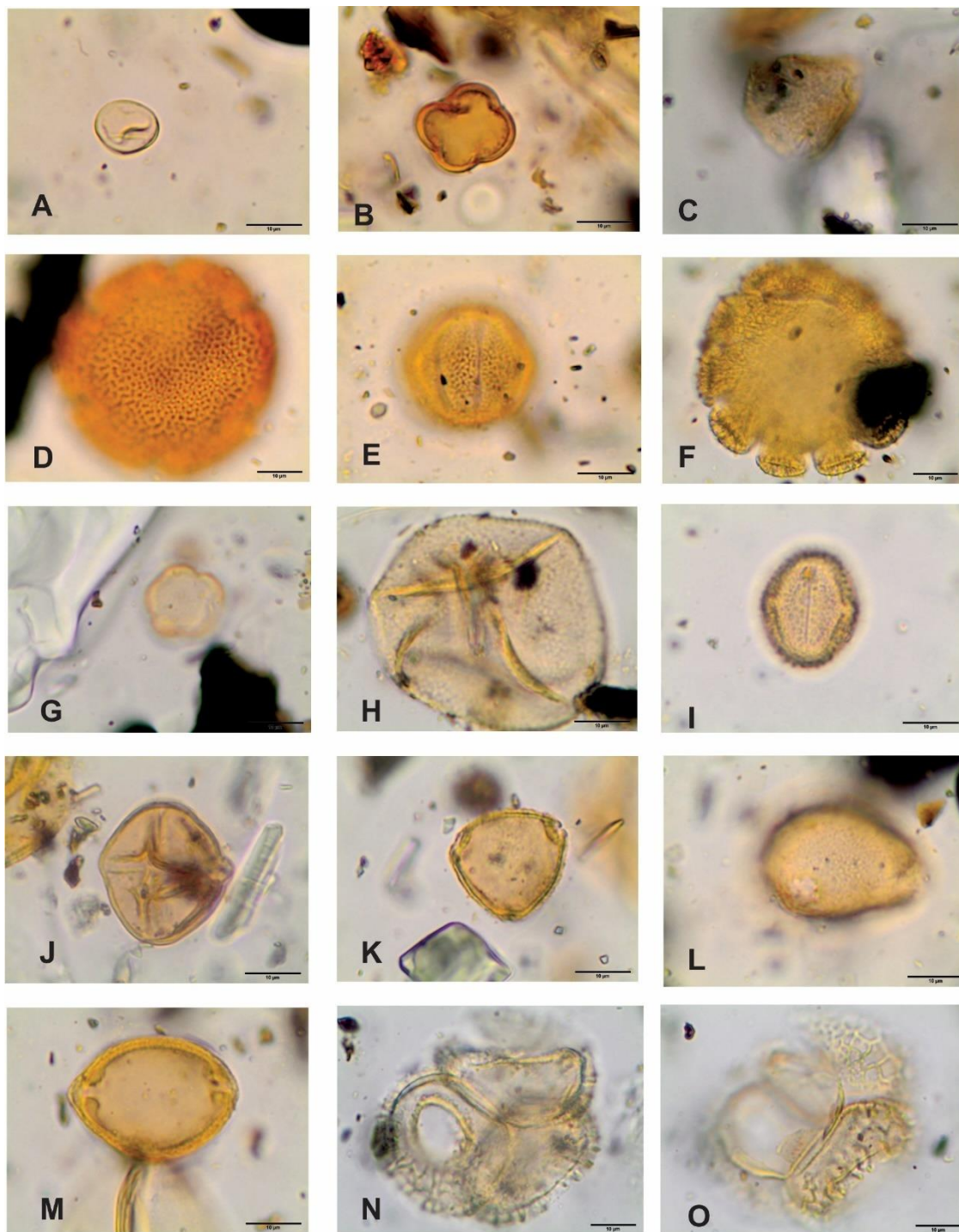
Prancha 6. Fotomicrografias de grãos de pólen de Angiospermae edicotiledôneas observados nas amostras da turfeira do Rio Preto, Parque Estadual do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional, município de São Gonçalo do Rio Preto, Minas Gerais. Angiospermae eudicotiledôneas. **A:** Bignoniaceae, *Amphilophium frutescens*. **B:** Bignoniaceae, *Cydistax*. **C:** Bignoniaceae, *Fridericia dichotoma*. **D:** Bignoniaceae, *Xylophragma myrianthum*. **E-F:** Boraginaceae, *Tournefortia villosa*. **G-H:** Campanulaceae, *Wahlenbergia*. **I:** Cannabaceae, *Celtis*. **J:** Cannabaceae, *Trema*. **K-L:** Cloranthaceae, *Hedyosmum*. **M:** Cunoniaceae, *Weinmannia*. **N:** Droseraceae, *Drosera*. **O:** Ericaceae, *Gaylussacia*. Escalas nas figuras = 10µ.

Anexo F – Prancha 7 - Fotomicrografias dos palinomorfos da turfeira da turfeira Rio Preto.



Prancha 7. Fotomicrografias de grãos de pólen de Angiospermae edicotiledôneas observados nas amostras da turfeira do Rio Preto, Parque Estadual do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional, município de São Gonçalo do Rio Preto, Minas Gerais. Angiospermae eudicotiledôneas. **A:** Euphorbiaceae, *Alchornea*. **B:** Euphorbiaceae, *Sebastiania*. **C:** Fabaceae, *Chamaecrista*. **D:** Fabaceae, *Desmodium*. **E:** Fabaceae, *Mimosa bimucronata*. **F:** Lamiaceae, *Hyptis*. **G:** Lythraceae, *Cuphea ericoides*. **H:** Malpighiaceae, *Byrsonima*. **I-J:** Malvaceae, *Helicteres*. **K:** Melastomaceae. **L-M:** Moraceae, *Sorocea*. **N:** Myrtaceae, *Myrcia*. **O:** Orobanchaceae, *Buchnera lavandulacea*. Escalas nas figuras = 10µ.

Anexo F – Prancha 7 - Fotomicrografias dos palinomorfos da turfeira da turfeira Rio Preto.



Prancha 8. Fotomicrografias de grãos de pólen de Angiospermae edicotiledôneas observados nas amostras da turfeira do Rio Preto, Parque Estadual do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional, município de São Gonçalo do Rio Preto, Minas Gerais. Angiospermae eudicotiledôneas. **A:** Piperaceae, *Piper*. **B:** Primulaceae, *Myrsine*. **C:** Rhamnaceae, *Rhamnus*. **D:** Rubiaceae, *Borreria latifolia*. **E:** Rubiaceae, *Borreria verticillata*. **F:** Rubiaceae, *Diodia*. **G:** Rubiaceae, *Galium*. **H:** Rubiaceae, *Psychotria*. **I:** Rutaceae, *Zanthoxylon*. **J:** Solanaceae, *Solanum*. **K-M:** Symplocaceae, *Symplocos*. **N-O:** Winteraceae, *Drimys*. Escalas nas figuras = 10µ.